



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

www.sciencejournals.ru

Журнал основан в январе 1899 г. На его страницах публикуются оригинальные статьи, обзоры; отражаются различные аспекты теоретических и экспериментальных исследований генезиса, географии, физики, химии, биологии, плодородия почв; освещаются результаты теоретических и экологических исследований в глобальном и региональном планах.



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2023

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Почвы горного хребта Рай-Из (Полярный Урал)

Е. В. Жангуров, М. А. Королёв, Ю. А. Дубровский, Е. В. Шамрикова 417

ХИМИЯ ПОЧВ

Влияние бессменных культур и парования на термические и оптические свойства чернозема типичного

В. Г. Мамонтов, В. И. Лазарев, О. В. Рыжков, С. А. Беляева 433

ФИЗИКА ПОЧВ

Температуропроводность торфо-песчаных смесей с разным соотношением торфа и песка

Т. А. Архангельская, Е. В. Телятникова 443

Влияние влажности на эмиссию CO₂ из почв бугристых торфяников севера Западной Сибири

*Г. В. Матышак, С. В. Чуванов, О. Ю. Гончарова, В. А. Трифонова,
М. В. Тимофеева, А. В. Исаева, М. О. Тархов* 450

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Динамика микобиоты при компостировании коровьего навоза и соломы

А. В. Кураков, Е. Н. Биланенко 464

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Размеры и соотношения пулов органического углерода в серой лесной почве при многолетнем применении минеральных и органических удобрений

В. М. Семенов, Т. Н. Лебедева, Н. Б. Зинякова, Д. А. Соколов 482

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Фракционный состав соединений марганца в верхнем почвенном слое зон воздействия террикона угольной шахты (Среднерусская лесостепь)

И. Н. Семенков, А. В. Шарапова, С. А. Леднев, Т. В. Королева 502

Экспресс-анализ вертикального распределения ¹³⁷Cs в почве для оценки темпов эрозионно-аккумулятивных процессов в зоне интенсивного радиоактивного загрязнения

М. М. Иванов, Н. Н. Иванова 510

Contents

No. 4, 2023

Genesis and Geography of Soils

Soil of the Ray-Iz Mountain Ridge (Polar Urals)

E. V. Zhangurov, M. A. Korolev, Yu. A. Dubrovskiy, and E. V. Shamrikova

417

Soil Chemistry

Influence of Permanent Crops and Fallow on the Thermal and Optical Properties of Typical Chernozem

V. G. Mamontov, V. I. Lazarev, O. V. Ryzhkov, and S. A. Belyaeva

433

Soil Physics

Thermal Diffusivity of Peat-Sand Mixtures with Different Peat and Sand Contents

T. A. Arkhangelskaya and E. V. Telyatnikova

443

Effect of Moisture on CO₂ Flux of the Palsa Mire Soils (North of Western Siberia)

*G. V. Matyshak, S. V. Chuvanov, O. Yu. Goncharova, V. A. Trifonova,
M. V. Timofeeva, A. V. Isaeva, and M. O. Tarkhov*

450

Soil Biology

Dynamics of Mycobiota during Composting of Cow Manure and Straw

A. V. Kurakov and E. N. Bilanenko

464

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

Sizes and Ratios of Organic Carbon Pools in Gray Forest Soil under Long-Term Application of Mineral and Organic Fertilizers

V. M. Semenov, T. N. Lebedeva, N. B. Zinyakova, and D. A. Sokolov

482

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Fractionation of Manganese Compounds in the Topsoil Layer Effected by a Coal Waste Heap (Central Russian Forest-Steppe)

I. N. Semenov, A. V. Sharapova, S. A. Lednev, and T. V. Koroleva

502

Express Analysis of Vertical Distribution of Cs to Assess the Rates of Erosion and Accumulation Processes in the Zone of Intense Radioactive Contamination

M. M. Ivanov and N. N. Ivanova

510

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ПОЧВЫ ГОРНОГО ХРЕБТА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

© 2023 г. Е. В. Жангуров^а, *, М. А. Королёв^а, Ю. А. Дубровский^а, Е. В. Шамрикова^а^аИнститут биологии Коми научного центра УрО РАН,
ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

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

Поступила в редакцию 11.10.2022 г.

После доработки 08.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

На основе профильно-генетического подхода проведена диагностика и определено классификационное положение ранее малоизученных почв лиственничных редколесий, горных тундр и пояса холодных гольцовых пустынь Полярного Урала, сформированных в различных геоморфологических условиях. Дана морфологическая, физико-химическая и химическая характеристика исследуемых профилей почв, сформированных на породах основного и ультраосновного составов. Выявлено, что основной фон почвенного покрова под лиственничниками составляют подбуры оподзоленные и иллювиально-гумусовые. Обе почвы по WRB-2015 являются Entic Podzol (Skeletal). Показано, что в условиях горных тундр сформированы глееземы перегнойные окисленно-глеевые или Reductaquic Gleysol (Thixotropic) и серогумусовые почвы или Skeletic Phaeozem. В экстремальных условиях почвообразования пояса холодных гольцовых пустынь (900–1033 м над ур. м.) локальные площади занимают различные подтипы глееземов, Reductaquic Gleysol и Turbic Gleysol (Abruptic). Установлено, что поверхностное, преимущественно напочвенное поступление растительного опада, медленная его минерализация обуславливают формирование грубогумусовых верхних горизонтов с широким молекулярным отношением C/N.

Ключевые слова: высотная поясность, диагностические горизонты, *Larix sibirica*, почвообразующие породы, криолитозона

DOI: 10.31857/S0032180X22601256, **EDN:** HOOWZG

ВВЕДЕНИЕ

Специфические сочетания факторов и быстрые пространственные смены их параметров, по сравнению с равнинными ландшафтами, становятся наиболее значимыми для почвообразования в горных областях. Пестрота почвенного покрова зависит от абсолютной высоты хребтов, солонной и ветровой экспозиции склонов, температурных инверсий, химико-минералогического состава почвообразующих пород и характера растительного покрова [3, 10, 32]. Состав и химическая активность веществ, образующихся в результате минерализации и гумификации растительного опада и активно мигрирующих по почвенному профилю, в значительной степени определяют морфологические и генетические особенности почв. В этой связи сопряженное изучение ландшафтно-экологических условий почвообразования и особенностей генезиса почв во взаимосвязи с характером изменения растительного покрова является актуальной проблемой географии почв.

Интересным объектом в этом отношении является Собь-Елецкая долина Полярного Урала, отличающаяся богатым петрографическим и хи-

мическим составом горных пород (ультраосновные, основные, кислые и карбонатные), что обеспечивает широкое разнообразие почв. Наличие многочисленных горных массивов определяет формирование высотной поясности, а минералогическое-петрографическое разнообразие слагающих горных пород в значительной степени влияет на растительность [22].

Несмотря на длительную историю исследований почв горной ландшафтной зоны Полярного Урала [1, 2, 11, 17, 20, 29, 34, 36, 44, 45], вопросы генезиса, диагностики и классификации этих почв, высотно-поясной дифференциации почвенного покрова и роли пестроты минералогического состава почвообразующих пород до сих пор остаются слабоизученными. Распределение почв на территории исследования в значительной мере определяется как характером рельефа, который представлен преимущественно среднегорными массивами с отметками высот от 700 до 1500 м над ур. м., так и спецификой высотной поясности растительного покрова [5]. Литературные данные пространственного размещения типов и подтипов почв в системе высотного градиента от подножия до вершины склона горных хребтов Полярного Ура-

ла являются единичными [1, 11]. К настоящему времени наименее исследованными на Полярном Урале являются почвы, формирующиеся на продуктах выветривания горных пород основного и ультраосновного состава [20, 41].

Актуальность исследований подобных объектов определяется не только региональной значимостью, но и необходимостью решения ряда фундаментальных задач с учетом современных наработок субстантивно-генетической классификации почв России. Особенности почвообразования и выветривания на элювии массивно-кристаллических пород основного состава в условиях гумидного полярно-бореального климата в настоящее время хорошо изучены [8, 12, 18, 28, 29]. Показано, что направление почвообразования на кристаллических породах обусловлено составом пород и степенью их устойчивости к процессам выветривания минеральной матрицы, обогащенной слоистыми силикатами [7, 18, 19, 41]. Учитывая широкое географическое распространение магматических пород основного состава в различных биоклиматических и литолого-геоморфологических условиях формирующиеся на них почвы имеют как полноразвитые, так и маломощные профили, относящиеся к отделам альфегумусовых (подбуры), структурно-метаморфических (буроземы) и слаборазвитых (петроземы). При этом в ряде случаев многие из этих почв хроматически дифференцированы по подзолистому типу. Как отмечает Лесовая с соавт. [19, с. 407] для решения “вопросов генезиса, географии и классификации почв на плотных породах необходимо накопление и последующее обобщение конкретных данных по этим почвам в различных регионах и на различных по составу плотных породах”.

Учитывая труднодоступность и фрагментарность почвенно-географических исследований Полярного Урала, в настоящее время представляется необходимым более детальное изучение почвенного покрова этого региона, в том числе методом катенарного подхода, чему не уделялось достаточного внимания в предшествующие годы.

Цель работы – на основании сравнительного исследования морфологических и физико-химических свойств установить генетические особенности почв, формирующихся на массивно-кристаллических породах основного состава, в системе высотной поясности Полярного Урала.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований находится на Полярном Урале в пределах природного парка “Полярно-Уральский” (Ямало-Ненецкий автономный округ) и охватывает разные участки склона хребта Рай-

Из (рис. 1). Климат континентальный, среднегодовая температура по данным метеостанции “Рай-Из” (870 м над ур. м.) составляет -8.2°C , среднегодовое количество осадков 700–1000 мм, средняя продолжительность безморозного периода 49 сут [6]. Согласно геокриологическому районированию, для этой зоны характерна островная мерзлота [23]. Мощность многолетнемерзлых пород определяется высотной поясностью, геолого-гидрологическими и различными локальными факторами (крутизной и экспозицией склонов). На абсолютных отметках 150 и 700 м над ур. м. мощность мерзлой толщи составляет 90 и 400 м соответственно. В верхних частях выположенных склонов широко развиты криогенно-пятнистые формы микрорельефа, солифлюкционные террасы, выпучивание щебнистого и гравийно-дресвяного материала из рыхлых отложений. Горные хребты имеют сглаженную форму и относятся преимущественно к гольцовому среднегорному типу рельефа с абсолютными отметками 800–1000 м, отдельные высоты достигают 1300 м. Почвообразующие породы на исследуемом профиле представлены мелкоземисто-щебнистыми продуктами выветривания серпентинизированных дунитов и базальтов с примесью переотложенного кислого аллохтонного ледникового материала.

Согласно схеме почвенно-географического районирования, территория исследования относится к гольцово-тундровому типу поясности Полярно-Уральской горной почвенной провинции [21, 32]. Преобладающими типами почв в структуре вертикальной поясности являются тундровые подбуры (нижний пояс), которые сменяются с высотой горными примитивными почвами и каменистыми россыпями (пояс гольцов). На горных склонах выражены следующие пояса растительности: подгольцовый 200–300 м над ур. м., горно-тундровый 300–800(900) м над ур. м., гольцов > 800/900 м над ур. м. [9].

Подгольцовый пояс занимает нижние части склонов до высоты 200–300 м над ур. м. и в основном представлен лиственничными редколесьями из *Larix sibirica*. В качестве небольшой примеси в древостоях нижней части пояса встречается ель сибирская (*Picea obovata*). Выше 300 м над ур. м. распространены горные тундры, которые на Полярном Урале расположены ниже по сравнению с Приполярным и Северным Уралом и другими горными сооружениями северной Евразии [10]. Кроме того, здесь по хребтам широко распространены каменистые россыпи и скалы с очень разреженной растительностью, что объясняется суровым климатом региона, отличающимся в вегетационный период большой влажностью и низким количеством тепла [34]. В горных тундрах вследствие контрастности экологических условий, особенно в низкогорной части, почвенный по-

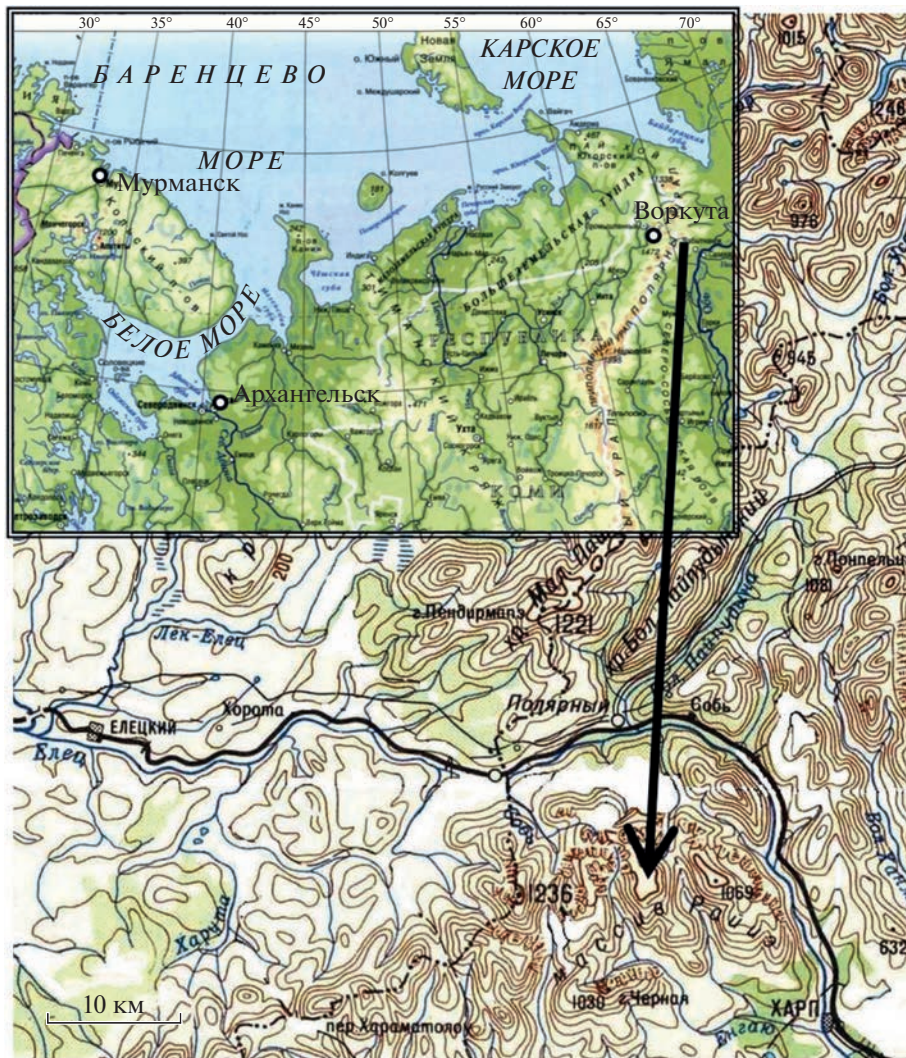


Рис. 1. Район исследований.

кров отличается большой комплексностью и неоднородностью, с мозаичной структурой растительного покрова. Для гольцового пояса (выше 800–900 м над ур. м.), представляющего собой обширные поля каменных россыпей и скалистых останцов, характерно полное отсутствие сомкнутых растительных группировок [9].

Полевые исследования проводили методом заложения почвенно-геоморфологического профиля (катены) протяженностью около 1.5 км (рис. 2). В качестве непосредственных объектов исследования выбрали 7 ключевых участков от ареала листовенных редколесий подгольцового пояса (разрез 1, 151 м над ур. м.) до верхней платообразной части хребта Рай-Из (разрез 7, 1033 м над ур. м.). Классификация и диагностика почв дана согласно Полевому определителю почв России [25]. Описания растительности выполняли с применением стандартных для геоботаники ме-

тодик [16]. Индексы цвета почвенных горизонтов определяли по шкале Манселла [42].

Физико-химические свойства почв определяли в экоаналитической лаборатории, а также в отделе почвоведения Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Количество общего углерода ($C_{\text{общ}}$) и азота ($N_{\text{общ}}$) в почвах измеряли методом газовой хроматографии на CHNS-O-элементном анализаторе EA 1110 (Carlo Erba, Италия). Относительные погрешности измерения общего углерода $\pm \delta = 3.5, 10, 15$ и 23% при содержании $C_{\text{общ}}$ 30.0–100.0, 5.0–30.0, 2.0–5.0, 0.1–2.0% соответственно; общего азота $\pm \delta = 11, 20$ и 29% при содержании $N_{\text{общ}}$ 0.600–5.00, 0.0400–0.60, 0.0100–0.040% соответственно¹. В образцах с $pH_{H_2O} > 6.5$ объемно-мет-

¹ Методика выполнения измерений содержания углерода и азота в твердых объектах методом газовой хроматографии, № 88-17641-94-2009 (ФР.1.31.2014.17663), с изменением № 1 от 16.01.2014. Сыктывкар, 2009. 12 с.

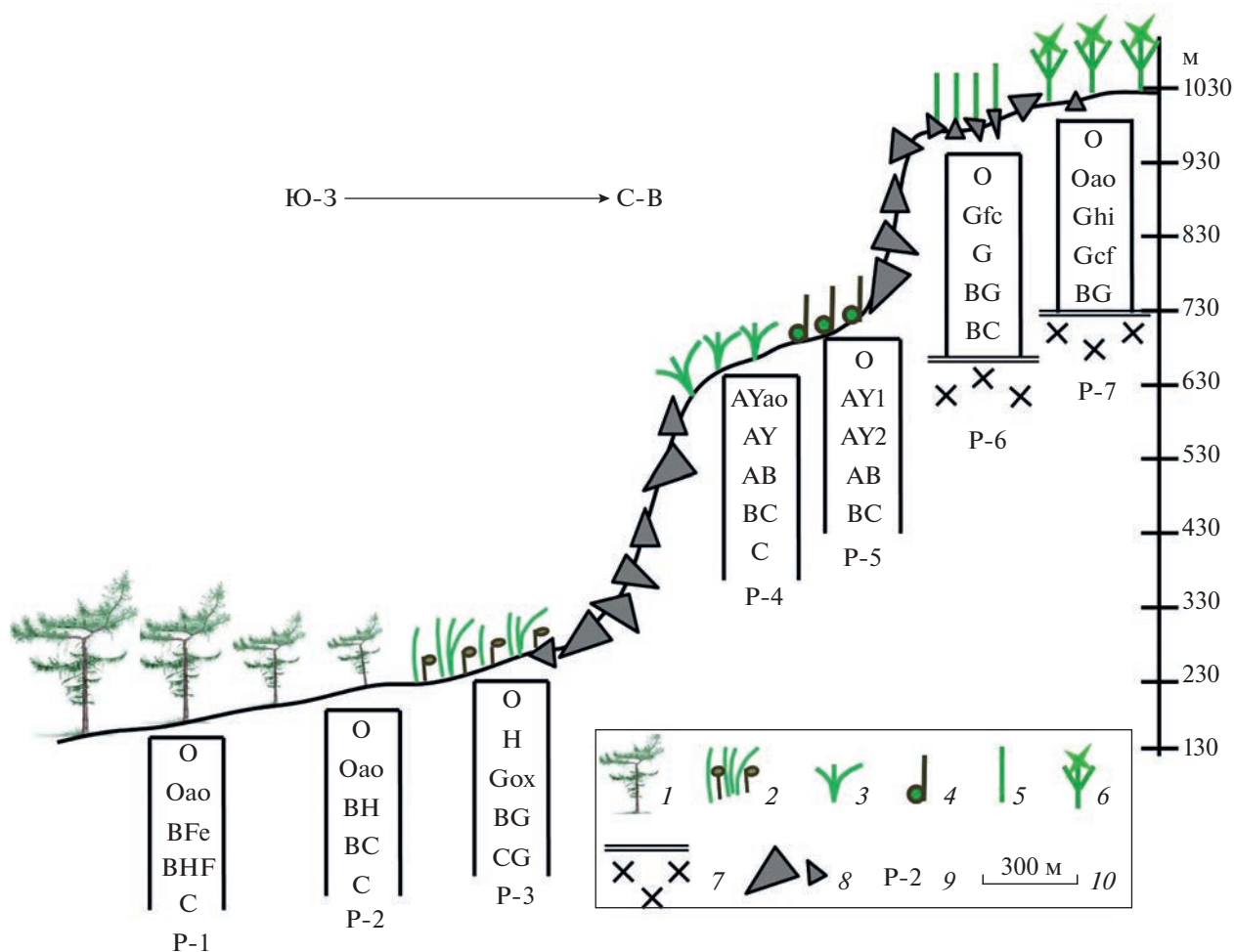


Рис. 2. Профили почв в катене на склоне хребта Рай-Из: 1 – лиственные редколесья, 2 – кустарничково-зеленомошная тундра, 3 – злаково-осоковый луг, 4 – дриадовая тундра, 5 – осоково-лишайниковая тундра, 6 – осоково-зеленомошная тундра, 7 – подстиление плитой, 8 – каменистые россыпи, 9 – № почвенного разреза, 10 – горизонтальный масштаб.

рическим методом с помощью кальциметра Eijkelkamp (SA07, США-Нидерланды) [ISO 10693]² определяли содержание карбонатов. Абсолютная погрешность в пересчете на карбонат кальция составляет $\pm\Delta = \pm 2.1$ г/кг. Выявленное отсутствие карбонатов во всех объектах позволяет считать измеренный общий углерод почв углеродом органических соединений (C_{org}).

Обменные формы Ca^{2+} и Mg^{2+} экстрагировали из почв раствором хлорида аммония, $c(NH_4Cl) = 1$ моль/дм³. Количество аморфных и слабоокристаллизованных соединений Fe^{3+} и Al^{3+} определяли методом Тамма, свободных форм Fe^{3+} – методом Мера–Джексона [30]. Содержание катионов в растворе хлорида аммония и реактиве Тамма измеряли методом атомно-эмиссион-

ной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой Spectro Ciros Spectro Arcos. Относительная погрешность измерения содержания ионов кальция и магния составляет $\pm\delta = 30\%$, ионов алюминия и железа(III) – 28%. Содержание ионов железа в вытяжке Мера–Джексона исследовали фотометрически.

В работе использовали принятый в отечественном почвоведении понятийно-терминологический аппарат. Авторы отдают отчет в относительной условности использования термина “обменный магний”. Вероятно, в NH_4Cl -вытяжку переходят не только собственно обменные формы элемента, но и продукты растворения магнийсодержащих минералов. Таким образом, данный термин используется не столько в соответствии с его истинным значением, сколько в соответствии с методом его количественного определения. О наличии подобных методических проблем,

² ISO 10693:1995. Soil quality – Determination of carbonate content – Volumetric method. 1995. P. 9.

возникающих при исследовании почв на ультраосновных породах, и необходимости специальных исследований указано ранее [20].

Значений pH почв измеряли на универсальном иономере Анион-4100 (Россия), относительная погрешность измерения ± 0.1 ед. pH. Гранулометрический состав почв исследовали методом Качинского с диспергацией и кипячением в присутствии NaOH, валового состава — рентгенофлуоресцентным методом (VRA-33). Идентификацию пород проводили с помощью петрографического изучения шлифов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследуемые почвы макрокаты приурочены к разным элементам мезорельефа и относятся к гольцово-тундровому типу высотной поясности. В растительных сообществах в местах заложения разрезов выявлено 68 видов сосудистых растений, 11 видов мхов и 15 видов лишайников. Согласно литературным данным, в локальных флорах на ультраосновных массивах данного района число видов сосудистых растений уменьшается до 99–130 видов по сравнению с локальной флорой, приуроченной к кислым породам, где насчитывается 190 видов [37]. Данная закономерность подтверждается на исследуемых участках, где относительно низкое флористическое разнообразие сообществ связано с наличием основных и ультраосновных пород. Кроме того, формированию сомкнутого растительного покрова препятствуют периодический снос каменного материала и активизация формирования криогенных форм микрорельефа в виде пятен-медальонов.

В результате высокой щебнистости с закономерным увеличением содержания скелетно-грубообломочной фракции с глубиной и провальной фильтрационной способности мерзлота в почвах отсутствует.

Пояс лиственных лесов и редколесий. Лесная растительность в районе исследований занимает предгорную и низкогорную зону, а также межгорные депрессии (150–200 м над ур. м.). Лесные сообщества образованы *Larix sibirica*, *Picea obovata*, *Betula pubescens*. Формируясь в экстремальных климатических условиях, древостои характеризуются невысокой (до 0.4–0.5) сомкнутостью крон, небольшими значениями таксационных показателей (высота и диаметр стволов), упрощенной вертикальной структурой (1–2 древесных полога).

Разрез 1 заложен в нижней части пологого склона северо-восточной экспозиции хребта Рай-Из (табл. 1). Координаты: 66°57'18.8" N, 65°37'02.1" E. Растительное сообщество — лиственный ерничково-голубично-воронично-зеленомошный (*Montano-Laricetum betuloso nanae-*

vaccinoso uliginosi-empetroso hermaphroditi-hylociosum, табл. 1).

Строение профиля: O(0–5 см)—Oao(5–7 см)—BFe(7–10 см)—BHF(10–20 см)—BC(20–40 см). Почвы отчетливо дифференцированы на генетические горизонты и диагностируются по наличию признаков оподзоливания в виде осветленных линз (2–3 см) оподзоленного горизонта е (окраска по Манселлу 5YR 7/1) с содержанием щебня до 30%. Залегающий ниже горизонт BHF имеет желтовато-бурую окраску (10 YR 4/4–5/4) и отличается увеличением содержания мелкой дресвы и щебня, при резком преобладании хорошо окатанной гальки с размерами 3–4 см. На нижней поверхности плитчатых обломков пород присутствуют тонкие Al–Fe-гумусовые пленки (10R 3/3). С 20 см скелетно-грубообломочная фракция резко преобладает (80%), содержание мелкозема крайне незначительно. Почва: подбур оподзоленный иллювиально-гумусово-железистый [25] или Entic Podzol (Skeletal) по [40].

Разрез 2 заложен на пологом склоне северо-восточной экспозиции хребта Рай-Из на верхнем пределе распространения древесных пород. Растительное сообщество лиственное редколесье ерничково-кустарничково-кладониевое (*Montano-Laricetum betuloso nanae-fruticulosum-cladinosum*).

Строение профиля: O(0–5 см)—Oao(5–8 см)—BH(8–20 см)—BC(20–30)—C(30–50 см). Органогенные горизонты состоят из слоев растительных остатков разной степени разложения, в нижней части — грубогумусированный материал (смесь различных по степени разложения органических остатков с минеральными компонентами). Горизонт BH имеет коричневатую-кофейную (10YR 3/3) окраску, густо пронизан корнями кустарничков. Включения уплощенной формы плиток пород, которые часто поставлены “на ребро”, на нижней стороне горизонтально ориентированных плиток имеются размытые темные аллохтонные гумусово-железистые пленки (20–30% от площади поверхности отдельно взятой породы), под щебнем обычно пустоты. В нижележащих горизонтах (BC—C) происходит постепенное увеличение содержания дресвы (легко крошится в руках) и щебня (50–70% от площади горизонта), на нижней поверхности которых диагностируются аналогичные тонкие пленки с размытыми границами. Почва: подбур иллювиально-гумусовый [25] или Entic Podzol (Skeletal) по [40].

Физико-химические свойства сравниваемых подбуров отражают характерные свойства: кислую и слабоокислую реакцию среды (разрез 1) с переходом в нижних горизонтах в нейтральную (разрез 2), что связано с различиями почвообразующих пород. Наличие кислого аллохтонного ледникового материала в разрезе 1 (включения хорошо окатанной гальки) приводит к выражен-

Таблица 1. Характеристика объектов исследований

№ разреза, почва	Положение в рельефе, абсолютная высота, м над ур. м.	Растительная ассоциация	ОПП, доминанты травяно-кустарничкового яруса	ОПП, доминанты мохово-лишайникового яруса
Р-1, подбур оподзоленный иллювиально-железистый	Нижняя часть полого склона, 151	Лиственничник ерниково-голубично-зеленомошный	40%, <i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>Empetrum nigrum</i>	90%, <i>Pleurozium schreberi</i> , <i>Hypnum splendens</i>
Р-2, подбур иллювиально-гумусовый	Нижняя часть склона С-В экспозиции, 222	Лиственничное редколесье ерниково-кустарничково-клардониевое	60%, <i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Betula nana</i> , <i>Ledum decumbens</i> , <i>Dryas octopetala</i>	70–80%, <i>Cladonia mitis</i> , <i>Cladonia rangiferina</i> , <i>Cetraria islandica</i> , <i>Stereocaulon paschale</i>
Р-3, глеезем перегнойный окисленно-глебовый	Нижняя часть склона С-В экспозиции, 248	Кустарничково-дриадовая тундра	30%, <i>Dryas octopetala</i> , <i>Oxytropis sordida</i> , <i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Ledum decumbens</i>	60%, <i>Racomitrium microcarpon</i> , <i>Polytrichum piliferum</i> , <i>Thamnia vermicularis</i>
Р-4, серогумусовая типичная	Средняя часть склона С-В экспозиции, 625	Осоково-зеленомошная тундра	60%, <i>Carex arctisibirica</i> , <i>Carex atrofusca</i> , <i>Calamagrostis lapponica</i> , <i>Eriophorum vaginatum</i>	60%, <i>Rhytidium rugosum</i> , <i>Dicranum flexicaule</i> , <i>Aulacomnium palustre</i> , <i>Racomitrium microcarpon</i>
Р-5, серогумусовая криогенно-стратифицированная	Средняя часть склона С-В экспозиции, 652	Дриадовая тундра	40%, <i>Dryas octopetala</i> , <i>Bistorta major</i> , <i>Salix arctica</i> , <i>Poa alpina</i>	40%, <i>Racomitrium microcarpon</i> , <i>Aulacomnium palustre</i> , <i>Rhytidium rugosum</i>
Р-6, глеезем криогенно-ожеженный	Верхняя часть пологого склона, 938	Осоково-лишайниковая тундра	20–30%, <i>Carex arctisibirica</i> , <i>Poa alpina</i> , <i>Silene acaulis</i>	40–50%, <i>Cladonia rangiferina</i> , <i>Cladonia arbuscula</i> , <i>Racomitrium microcarpon</i> , <i>Cetraria islandica</i>
Р-7, глеезем криогенно-ожеженный криогенно-бированный	Плато на вершине хребта Рай-Из, 1033	Осоково-зеленомошная тундра	60–70%, <i>Carex arctisibirica</i> , <i>Bistorta major</i> , <i>Rumex lapponica</i> , <i>Poa alpina</i> , <i>Silene acaulis</i>	80%, <i>Racomitrium microcarpon</i> , <i>Aulacomnium palustre</i> , <i>Polytrichum strictum</i>

Примечание. Р – разрез, ОПП – общее проективное покрытие.

ному процессу оподзоливания с дифференциацией валовых форм R_2O_3 и оксалаторастворимых соединений железа по элювиально-иллювиальному типу (табл. 2, 3). В гранулометрическом составе подбуров преобладают песчаные и крупнопылеватая фракции (табл. 4), что наряду с высоким содержанием крупнозема (частиц >1 мм) обеспечивает промывной тип водного режима и отсутствие морфохроматических признаков оглеения. Профильное распределение углерода и азота имеет регрессивно-аккумулятивный характер, что совпадает с литературными данными по аналогичным почвам горных редколесий из *Larix sibirica* Приполярного и Северного Урала [14, 26].

Пояс горных тундр. Горно-тундровые растительные сообщества занимают господствующее положение в растительном покрове в пределах высотного пояса (200–650 м над ур. м.). Вертикальная дифференциация растительного покрова в значительной степени определяется геоморфологическими (крутизна склона) и экспозиционными условиями. Согласно исследованиям различных авторов [9, 22], на склонах северной, северо-восточной экспозиций Полярного Урала наблюдается снижение границ высотных поясов растительности по сравнению с южной экспозицией.

Разрез 3 заложен в нижней части полого склона северо-восточной экспозиции хребта Рай-Из. Растительный покров — кустарничково-дриадовая тундра (*Fruticuleto-dryadosum*). Выше по склону — сплошной плащ крупноглыбистых осыпей (размеры глыб 0.5–1 м), который в нижней части распадается в виде языков-полос и спускается до подгольцового пояса лиственничных редколесий. На перегибе склона (от пологого участка до начала крутого склона с крутизной 45° – 50°) в условиях ветровой тени крупных глыб (>1.5 –2 м) скапливается толща снега, талые воды которого вплоть до конца июля увлажняют поверхность почвы. На дневной поверхности в месте заложения разреза (наряду с переотложенным каменным материалом в виде узких “языков”) присутствуют крупные плиты и отдельные глыбы пород, что в совокупности со слабым уклоном общей поверхности (3° – 4°) создает слабый сток. Между глыбами пород отчетливо выражен криогенно-пятнистый характер микрорельефа: пятна-медальоны с суглинистым мелкоземом занимают до 30–40% поверхности.

Строение профиля: О(0–2 см)—Н(2–10/12 см)—G/Gox(10/12–25 см)—BG(25–55 см)—CG(55–70 см). Почва диагностируется по наличию маломощной подстилки О, темноокрашенного (10YR 3/1) мажущей консистенции перегнойного горизонта Н, который резко переходит в серию глеевых горизонтов разной степени выраженности: Gox, BG, CG. Горизонт Gox бесструктурный, влаж-

ный средний суглинок с сизо-голубой окраской (5Y5/1–5/2), где 30–40% вертикального среза занимают охристо-ржавые пятна (2.5YR 4/4) и тонкие полосы, локализованные в основном по ходам корней. Горизонт BG характеризуется сизовато-бурой (2.5Y 4/4) однородной окраской, более влажный, легкий суглинок, в нижней части тиксотропный (содержание щебня $\sim 30\%$). На глубине 55–70 см увеличивается содержание щебня и крупных пород, сочится вода. Подстилающие породы — серпентинизированные дуниты, которые встречаются по всему профилю. Почва — глеезем перегнойный окисленно-глеевый [25] или Reductaquic Gleysol (Thixotropic) [40].

Значительная обводненность почв и недостаточная аэрация вызывают развитие восстановительных процессов и оглеение минеральной толщи. Физико-химические свойства отражают нейтральную реакцию среды по всему профилю с резко убывающим типом содержания органического вещества в минеральных горизонтах с отчетливой дифференциацией профильного распределения валовых форм R_2O_3 , а также оксалато- и дитиониторастворимых форм соединений железа в горизонтах G—Gox. Распределение С и N по профилю имеет регрессивно-аккумулятивный характер с максимальным содержанием в органическом и перегнойно-гумусовом горизонтах и с резким убыванием в минеральных. В гранулометрическом составе мелкозема преобладают крупнопылеватая и песчаные фракции, благодаря которым почвы при длительном характере увлажнения и низких температурах приобретают тиксотропные свойства в нижних горизонтах.

Разрез 4 заложен в средней части склона, имеющей крутизну 4° – 5° . В растительном покрове осоково-зеленомошная тундра (*Caricetum hylocomiosum*). В геоморфологическом плане данный участок представляет собой нагорную террасу. На дневной поверхности встречаются полосы переотложенного каменного материала, имеющие размеры до 8–10 м в длину и до 1 м в ширину, которые в настоящее время зарастают мхами и сосудистыми растениями (*Carex arctisibirica*, *Carex atrofusca*, *Rhytidium rugosum*, *Dicranum flexicaule*). Микрорельеф не выражен.

Строение профиля: AYao.rz(0–3 см)—AY(3–20 см)—AB(20–40 см)—BC(40–55 см)—C(55–70 см). Под хорошо разложившейся одернованной подстилкой формируется серогумусовый горизонт AY темно-серой окраски (10YR 3/2–4/2) опесчаненный легкий суглинок, мелкокомковато-зернистая структура, обильно переплетен корнями трав. Сформированный ниже горизонт AB имеет серую окраску (10YR 6/2), опесчаненный средний суглинок, содержание дресвы и щебня 40%, слабовыраженная мелкокомковатая структура. Горизонты BC и C характеризуются зеленовато-

Таблица 2. Физико-химические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	pH		Нг	Обменные катионы		V	C _{орг}	N _{общ}	$\frac{C}{N}$	Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3o}	Al ₂ O _{3o}
					Ca ²⁺	Mg ²⁺							
		KCl	H ₂ O	смоль(экв)/кг		%		%					
Р-1. Подбур оподзоленный иллювиально-гумусово-железистый													
O	0–5	3.90	4.65	46.0	11.8	14.8	37	42.5	1.15	43.1	—	—	—
Oao	5–7	3.87	4.84	41.1	8.1	15.5	36	35.5	1.19	34.8	—	—	—
e	7–10	3.57	5.36	11.7	1.9	12.2	55	4.6	0.24	22.4	2.07	1.27	0.26
BHF	10–20	4.70	6.00	3.5	0.5	2.6	48	1.8	0.13	16.2	1.30	1.79	0.25
BC	20–40	5.30	6.49	1.7	0.5	3.8	72	0.9	0.07	15.9	0.67	1.17	0.17
Р-2. Подбур иллювиально-гумусовый													
O	0–5	4.98	5.77	34	10.6	52.9	65	45.1	1.61	32.7	—	—	—
Oao	5–8	5.48	6.16	29	10.3	73	74	42.0	1.85	26.5	—	—	—
BH	8–20	5.13	6.16	7.9	2.3	27.7	79	10.2	0.71	16.8	2.67	1.37	0.36
BC	20–30	—	6.67	—	1.3	11.6	81	4.2	0.31	15.8	1.57	1.03	0.20
C	30–50	—	6.85	—	0.8	8.6	81	1.6	0.11	17.0	1.53	0.79	0.15
Р-3. Глеезем перегнойный окисленно-глеевый													
O	0–2	5.94	6.60	21.9	7.6	60.4	76	39.7	1.64	28.2	—	—	—
H	2–10	6.00	6.89	4.7	2.7	40.3	90	17.8	1.25	16.6	—	—	—
G	10–25	—	6.93	—	0.5	14.3	92	0.82	0.08	11.8	0.69	0.64	0.12
Gox	10–25	—	7.07	—	0.5	13.8	87	0.92	0.07	14.9	3.70	2.23	0.10
BG	25–55	—	7.36	—	0.5	13.7	93	0.25	—	—	0.97	0.34	0.12
CG	55–70	—	7.31	—	0.5	14.4	94	0.23	—	—	1.06	0.29	0.12
Р-4. Серогумусовая грубогумусированная почва													
AYao	0–3	6.49	6.50	26	18.5	46.8	72	36.5	1.86	22.9	—	—	—
AY	3–20	5.83	6.38	2.7	5	17	89	7.2	0.69	12.2	—	—	—
AB	20–40	5.80	6.46	3.3	4.9	17.3	87	9.1	0.82	12.8	0.89	0.79	0.25
BC	40–55	—	6.63	—	5.9	16.6	88	8.0	0.71	13.1	1.03	0.87	0.26
C	55–70	—	6.69	—	22.7	101	99	2.2	0.18	14.3	0.57	0.54	0.17
Мелкозем с дневной поверхности (3 м выше по склону от разреза 5)													
	0–5	6.56	7.11	0.5	2.2	1.2	87	0.19	0.07	13.9	—	—	—
Р-5. Серогумусовая почва													
O	0–2	5.49	5.81	21.9	18.8	28.1	68	35.6	1.2	34.6	—	—	—
AY1	2–8	5.94	6.41	2.8	6	12.5	87	5.8	0.44	15.4	0.74	0.60	0.14
AY2	8–20	5.93	6.44	1.9	2.2	7.4	83	2.6	0.21	15.2	0.79	0.69	0.15
AB	20–45	5.86	6.55	2.3	3.1	9	84	4.6	0.35	15.3	1.03	0.73	0.17
BC	45–70	—	6.78	—	1.5	4.3	82	0.5	0.05	10.2	0.46	0.39	0.10
Р-6. Глеезем криогенно-ожезненный													
O	0–2	4.23	5.01	28.0	0.5	1.7	7	38.9	0.35	129.7	—	—	—
G	2–10	5.01	6.05	1.9	0.6	10	85	0.66	0.04	18.3	1.00	0.54	0.09
Gcf	2–10	5.31	6.55	2.2	0.8	9.6	82	1.07	0.07	18.1	6.52	5.01	0.09
G	10–25	5.00	5.97	2.2	0.6	9.8	82	0.85	0.07	14.2	1.97	1.32	0.11
BG	25–40	—	6.75	—	0.9	11.3	89	0.78	0.06	13.8	1.83	1.12	0.12
BC	40–50	—	6.78	—	0.8	9.6	90	0.83	0.06	14.2	1.67	0.77	0.11
C	50–60	—	6.89	—	0.6	7.4	88	0.66	0.05	13.1	1.19	0.64	0.10

Таблица 2. Окончание

Горизонт	Глубина, см	pH		Нг	Обменные катионы		V	C _{орг}	N _{общ}	C N	Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3o}	Al ₂ O _{3o}
					Ca ²⁺	Mg ²⁺							
		KCl	H ₂ O	смоль(экв)/кг		%					%		
Р-7. Глеезем криогенно-ожеженный потечно-гумусовый криотурбированный													
O	0—2	6.49	6.52	26	4.3	54.2	69	21.1	1.25	19.7	—	—	—
Oao	2—5	6.40	6.67	9.0	1.5	31	78	5.5	0.57	11.3	—	—	—
Ghi	5—10	5.46	6.33	2.25	0.5	18.4	89	2.5	0.26	11.2	2.07	2.06	0.11
G	10—20	4.01	5.32	4.5	0.5	17.6	80	1.3	0.13	13.0	2.26	1.37	0.08
Gcf	10—20	—	—	—	—	—	—	0.98	0.08	13.0	7.32	3.72	0.09
BG	20—42	—	7.08	—	0.5	20.3	93	0.73	0.08	10.5	1.90	1.09	0.09
BG@	20—42	—	7.05	—	0.5	23.5	93	2.3	0.24	11.2	2.59	1.39	0.09

Примечание. Нг – гидролитическая кислотность, V – степень насыщенности основаниями, Fe₂O_{3d} – дитиониторастворимое железо, Fe₂O_{3o} – оксалаторстворимое железо, Al₂O_{3o} – оксалаторстворимый алюминий, прочерк – не определяли.

сизой окраской, влажный средний суглинок, содержание щебня и остроугольной дресвы 60–75%. Отличительная особенность рассматриваемой почвы – равномерное проникновение корней по всему профилю до глубины 50–55 см из-за включений пологонаклоненных уплотненной формы пород (“под острым углом”). Наличие зеленовато-сизой окраски почвенного мелкозема в значительной степени определяется “цветовой окраской” пород. Согласно [25], почвы диагностируются как серогумусовые типичные отдела органо-аккумулятивных почв или Skeletic Phaeozem [40].

Разрез 5 заложен в средней части склона крутизной 8°–10°. В 10 м выше по склону находятся крупноглыбистые россыпи (>2–3 м) серпентинитов с характерной темно-зеленой окраской, между ними на дневной поверхности в виде плаща залегает рыхлый мелкоземисто-щебнистый слой при полном отсутствии растительности. На месте заложения разреза в растительном покрове дриадовая тундра (*Dryadosum*). Около 15–20% от общей поверхности занимают глыбы и скопления щебня. Между ними отчетливо выражены мерзлотные сортированные полигоны в виде каменных колец размерами 40–60 см (занимают до 10% от общей площади), на поверхности щебень с размерами 3–10 см.

Строение профиля: O(0–2 см)–AY1(2–8 см)–AY2(8–20 см)–AB(20–45 см)–BC(45–70 см). Почвенный профиль имеет близкое морфологическое строение с разрезом 4 и, согласно [25], относится к серогумусовым типичным; Skeletic Phaeozem [40]. Отличительные особенности: наличие переотложенного опесчаненного легкосуглинистого материала (делювиальный нанос) на глубине 2–8 см и крупных глыб пород (40–50 см

и более) по всему профилю. При этом в верхней части профиля отчетливо выражена мерзлотная сортировка скелетно-грубообломочного материала: уплотненной формы плитняк пород поставлен “на ребро”, а на поверхности почвы выражены сортированные полигоны в виде каменных колец. Вышеуказанные признаки механических перемещений твердофазного материала под влиянием криогенных процессов позволяют выделить на уровне рода криосортированный подтип серогумусовых почв, что отмечается в работе Хитрова и Герасимовой [35] по предлагаемым изменениям в новой версии Классификации почв России.

В рассматриваемых почвах гумусово-аккумулятивный процесс является основным элементарным процессом почвообразования. Особенности поступления и трансформации органического вещества, процессы гумификации и миграции продуктов гумификации приводят к формированию относительно мощной толщи серогумусовых грубогумусированных (AYao, AY) и переходных горизонтов (AB). В поверхностных горизонтах (0–2 см) величина потерь при прокаливании составляет 65–67%, в его составе преобладают слабо- и среднеразложившиеся растительные остатки. Невысокая теплообеспеченность, значительная крутизна склонов и резкий сброс повышенных атмосферных осадков (в том числе в результате боковой миграции продуктов гумификации) отражают заторможенное преобразование органических остатков. Профильное распределение органического вещества в минеральной части имеет равномерно-аккумулятивный характер, C/N равно 12–15, что свидетельствует о низкой интенсивности биологического круговорота. Сравнительно-географический анализ литературных данных показывает, что рассматрива-

Таблица 3. Валовой состав почв

Горизонт	Глубина, см	ГВ	ППП	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂	Na ₂ O	P ₂ O ₅
		%										
Р-1. Подбур оподзоленный иллювиально-гумусово-железистый												
е	7–10	2.61	7.19	64.41	10.60	7.60	4.27	12.11	0.33	0.51	0.06	0.11
ВНФ	10–20	1.08	5.34	62.11	10.82	8.09	4.59	12.56	0.62	0.71	0.20	0.13
Р-2. Подбур иллювиально-гумусовый												
ВН	8–20	2.21	16.21	57.05	12.42	12.31	3.91	10.53	1.64	1.44	0.22	0.48
BC	20–30	1.61	11.27	57.45	11.37	10.98	4.56	13.33	0.95	1.14	0.07	0.16
С	30–50	1.24	6.84	61.47	10.07	10.35	3.68	12.36	0.99	1.02	0.03	0.03
Р-3. Глеезем перегнойный окисленно-глеевый												
G	10–25	2.26	3.92	71.66	6.73	10.85	1.15	6.88	1.77	0.89	0.02	0.05
Gox	10–25	2.44	3.77	68.46	9.25	9.51	1.17	9.09	1.61	0.84	0.02	0.05
BG	25–55	2.56	3.35	69.62	7.51	10.48	1.07	8.72	1.73	0.80	0.01	0.06
CG	55–70	2.34	3.45	57.08	12.45	12.25	3.81	10.57	1.45	1.41	0.22	0.38
Порода		Не опр.	3.89	49.43	11.61	4.79	2.68	29.00	0.27	0.45	0.01	0.15
Р-4. Серогумусовая типичная почва												
AY	3–20	3.15	19.06	54.55	12.56	10.74	7.56	12.46	0.37	1.38	0.01	0.30
AB	20–40	3.23	12.52	56.00	13.02	7.69	5.58	16.06	0.40	0.69	0.06	0.18
BC	40–55	2.77	9.54	55.11	11.61	5.60	3.25	23.11	0.32	0.51	0.06	0.10
Порода		Не опр.	8.18	49.36	12.25	4.65	2.41	29.58	0.26	0.38	0.01	0.12
Мелкозем с дневной поверхности (3 м выше по склону от разреза 5)												
	0–5	0.35	10.25	53.57	14.74	13.56	7.56	8.46	0.39	1.40	0.01	0.31
Р-5. Серогумусовая криосортированная почва												
AY1	2–8	2.82	18.04	54.02	12.79	5.30	4.90	21.71	0.40	0.54	0.15	0.19
AY2	8–20	1.88	11.23	55.41	12.60	4.60	3.28	23.11	0.33	0.51	0.06	0.11
AB	20–45	1.58	9.51	56.23	13.12	7.49	5.78	16.02	0.40	0.71	0.07	0.17
BC	45–70	0.60	6.57	56.80	14.38	8.88	6.19	12.31	0.36	0.92	0.02	0.14
Порода		Не опр.	6.26	45.51	9.88	2.06	0.80	40.39	0.04	0.18	0.00	0.06
Р-6. Глеезем криогенно-ожелезненный												
G	2–10	1.72	4.22	75.60	7.41	9.12	2.63	2.94	1.44	0.77	0.06	0.03
Gcf	2–10	1.77	4.36	56.78	8.07	29.32	1.81	2.38	1.03	0.51	0.02	0.08
G	10–25	2.08	4.46	68.84	7.19	17.68	1.97	2.09	1.42	0.72	0.01	0.08
BG	25–40	1.54	4.25	66.77	10.09	7.71	1.73	11.76	1.23	0.70	0.01	0.03
BC	40–50	1.39	5.32	65.58	10.58	7.51	1.68	12.46	1.21	0.71	0.05	0.09
С	50–60	1.16	4.92	60.45	11.17	10.38	3.48	12.56	0.99	1.02	0.03	0.09
Р-7. Глеезем криогенно-ожелезненный потечно-гумусовый криотурбированный												
G	10–20	4.47	6.32	69.56	9.49	8.10	1.65	9.05	1.33	0.72	0.01	0.09
Gcf	10–20	4.58	5.58	71.93	13.25	9.78	1.64	0.98	1.52	0.79	0.02	0.09
BG	20–42	2.67	4.90	66.74	10.07	7.73	1.73	11.76	1.23	0.70	0.01	0.03
BG@	20–42	4.05	6.82	65.78	10.50	7.49	1.68	12.48	1.22	0.71	0.05	0.09

Примечание. PPP – потеря при прокаливании, ГВ – гигроскопическая влага.

Таблица 4. Гранулометрический состав почв

Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки НС1	Содержание крупнозема	Содержание (%) агрегатов размером, мм					Сумма частиц <0.01 мм	
				1.0–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001		
Р-1. Подбур оподзоленный иллювиально-гумусово-железистый										
BFe	7–10	1.15	30	27	21	24	10	9	10	29
BHF	10–20	0.39	50	71	13	5	3	3	6	11
BC	20–40	0.48	80	83	8	2	1	3	3	7
Р-2. Подбур иллювиально-гумусовый										
BC	20–30	0.88	50	49	10	17	7	11	6	24
C	30–50	1.96	75	28	19	30	7	8	8	23
Р-3. Глеезем перегнойный окисленно-глеевый										
G	10–25	1.00	2	12	4	50	6	9	20	34
Gox	10–25	0.88	2	15	8	45	7	11	15	33
BG	25–55	0.76	30	13	8	49	4	5	20	29
CG	55–70	0.92	65	14	8	48	4	5	21	30
Р-4. Серогумусовая типичная почва										
AB	20–40	1.39	40	30	1	36	6	12	15	32
BC	40–55	1.17	62	31	6	25	7	15	17	39
C	55–70	0.31	74	41	14	16	5	14	10	29
Р-5. Серогумусовая криосортированная почва										
AY1	2–8	0.77	5	42	10	18	5	13	11	30
AY2	8–20	0.36	50	41	16	12	7	14	10	31
AB	20–45	1.05	70	27	4	24	8	22	15	45
BC	45–70	0.90	85	48	14	20	5	10	4	19
Р-6. Глеезем криогенно-ожелезненный										
G	2–10	0.44	0	15	7	58	2	6	13	21
Gcf	2–10	1.65	0	18	11	49	4	7	11	21
G	10–25	0.17	20	12	9	55	8	5	12	25
BG	25–40	1.06	50	15	10	51	3	7	14	23
BC	40–50	0.58	60	21	9	50	3	6	11	20
C	50–60	0.41	75	26	15	41	5	5	9	18
Р-7. Глеезем криогенно-ожелезненный потечно-гумусовый криотурбированный										
Ghi	5–10	1.69	0	13	9	42	7	12	17	36
Gcf	10–20	0.20	5	12	5	50	5	8	20	33
BG	20–42	1.84	10	18	11	40	4	8	19	31
BG@	20–42	0.67	10	17	7	37	9	9	21	39

емые почвы могут формироваться на различных почвообразующих породах (магматических, метаморфических, в том числе карбонатных) и являются одним из самых высокогумусированных в условиях горно-лесного и горно-тундрового высотных поясов Полярного, Приполярного и Северного Урала [13–15, 26, 36].

Гольцовый пояс. Растительный покров гольцового пояса (900–1033 м над ур. м.) характеризуется отсутствием сомкнутых растительных группировок, которые представляют собой ранние стадии сингенетических сукцессий [17]. Основную площадь в этом поясе занимают каменистые россыпи — огромные поля нагромождений крупных глыб разных размеров, среди которых локально развиваются фрагменты фитоценозов горных тундр.

Разрез 6 заложен в верхней части полого склона. В 50 м от места заложения разреза (ниже по склону) крутой обрыв. Более 95% от общей поверхности занято глыбами перидотитов с размерами 0.5–2 м, представляющих собой скопление несортированного неокатанного материала с характерной буровато-охристой окраской поверхности. Накопление мелкозема происходит в небольших мезопонижениях на площади до 2–4 м² в результате переотложения продуктов выветривания, очевидно, привнесенных водно-ледниковыми потоками при горном оледенении. На данных участках в растительном покрове фрагментарно представлены осоково-лишайниковые сообщества (*Caricetum cladinosum*).

Строение профиля: O(0–2 см)—Gcf(2–10 см)—G(10–25 см)—BG(25–40 см)—BC(40–50 см)—C(50–60 см). Под маломощным слоем талломов лишайников формируются легкосуглинистые глеевые горизонты сизо-голубой окраски (5Y 4/1) G—BG. В нижней части глеевого горизонта отчетливо выражена ржаво-охристая (2.5YR 4/8) кайма мощностью 1–2 см (микрогоризонт cf). В средней части профиля включения обломков пород размерами 5–10 см (до 20% от площади горизонта), пленки выветривания на их поверхности отсутствуют. По ходам тонких корней и на контакте мелкозема с нижней поверхностью щебня ярко выражены ржаво-бурые пятна (5YR 4/6). С глубиной содержание обломков пород закономерно увеличивается (60–75%), с 60 см идет резкое (литологическое) подстиление массивной плиты, являющейся водоупором. Почва глеезем криогенно-ожеженный [25] или Reductaquic Gleysol [40].

Разрез 7 заложен на платообразной вершине хребта Рай-Из. Координаты 66°57'14.9" N, 65°29'34.2" E. На поверхности находятся среднеглыбовые россыпи перидотитов (>98% от всей площади поверхности) и скалы виде останцов высотой до 5 м. Крупные глыбы перидотитов, а также щебень покрыты тонкой автохтонной пленкой (10R 5/8), которая легко царапается ножом, на

сколе внутренняя поверхность породы более темная. В теневой части скальных выходов вплоть до начала августа сохраняется снег мощностью 1–1.5 м, который интенсивно тает. Растительный покров фрагментарный, представлен осоково-зеленомошными сообществами (*Caricetum hylocomiosum*).

Строение профиля: O(0–2 см)—Oao(2–5 см)—Ghi(5–10 см)—Gcf(10–20 см)—BG@(20–42 см). Органогенные горизонты представлены средне-разложившимся подстильно-торфянистым горизонтом O темно-серой окраски мощностью 4–5 см, в нижней части которой присутствует грубогумусированный материал, представляющий собой смесь различных по степени разложения органических остатков с минеральными компонентами. Горизонт Ghi (5–10 см) пропитан органическим веществом и имеет темную серовато-оливковую окраску (5Y 3/2), мелкозем среднесуглинистый, слабоуплотнен. Переход в нижележащий горизонт резкий, граница волнистая. Залегающий ниже среднесуглинистый влажный, очень плотный горизонт Gcf (10–20 см) характеризуется неоднородной окраской: на общем темно-сизом фоне (5Y 4/1) ярко-ржавые пятна (10R 3/6), в нижней части горизонта охристо-ржавого цвета (2.5 YR 4/6) сплошная кайма толщиной 1–1.5 см. Горизонт BG@ имеет оливково-серую окраску (5Y 4/2) и отличается наличием криотурбированного горизонта в виде S-образного изгиба интенсивно темно-серого (10YR 3/2) материала более тяжелого по гранулометрическому составу. Характерная особенность данного профиля практически полное отсутствие включений обломочного материала и резкое подстиление массивной плиты с 42 см. Почва: глеезем криогенно-ожеженный потечный-гумусовый криотурбированный [25], Turbic Gleysol (Abruptic) [40].

Общей особенностью гранулометрического состава сравниваемых глееземов (разрезы 6 и 7) является резкое преобладание крупнопылеватой и песчаных фракций, составляющих 61–80% от суммы всех гранулометрических фракций. В условиях холодного гумидного климата и превышения количества осадков над величиной испарения, высокое содержание пылеватых частиц при затрудненном внутрипочвенном дренаже вызывает развитие восстановительных процессов и оглеения минеральной толщи почв [4, 31]. Значения pH водной вытяжки глеевых горизонтов слабокислые с постепенным переходом в нижних горизонтах в нейтральную. Выражена отчетливая дифференциация профиля по валовому содержанию железа, а также оксалато- и дитиониторастворимых форм этого элемента с минимумом в глеевых горизонтах и с максимумом в горизонтах с признаками криогенного ожежения (Gcf). Распределение C и N по профилю имеет регрессивно-аккумулятивный характер, почвенное органическое ве-

щество характеризуется низким обогащением азотом (величина отношения C/N составляет 11–18), что характерно для аналогичных глееземов Приполярного и Северного Урала [11, 26, 39] и других горных областей [4, 24, 27, 43]. В разрезе 8 в нижней части профиля выражены признаки криотурбаций в виде S-образного изгиба интенсивно темно-серого (10YR 3/2) материала, что сопровождается несколько повышенным содержанием органического вещества по сравнению с вышележащим горизонтом.

Сравнительный анализ литературных данных показывает о широком распространении глееземов в различных секторах Ямальского региона (в том числе в предгорных ландшафтах Полярного Урала) и отличающихся тиксотропностью, близким подстиланием мерзлотного экрана, проявлением различной степени интенсивности редоксиморфных признаков [1, 2, 38].

Почвообразующие породы. В почвах листовенных редколесий (разрезы 1 и 2) и горных тундр (разрезы 3–5) распределение обломков пород в почвенных горизонтах происходит с закономерным нарастанием (увеличение преобладающих размеров и общего количества обломков) с глубиной. В верхних и средних горизонтах вышеуказанных разрезов мелкий щебень и остроугольная дресва при незначительном надавливании легко крошится в руках, представляя собой в значительной степени материал, преобразованный в результате физической дезинтеграции и внутрипочвенного выветривания. Крупный остроугольный щебень и подстилающие глыбы пород представлены серпентинизированными дунитами и базальтами, которые встречаются в разных соотношениях во всех исследуемых разрезах. В разрезе 5 по валовому химическому составу породы соответствует ультраосновной (содержание SiO_2 45.51%), остальные элементы в порядке убывания расположены следующим образом: MgO (40.39%), Fe_2O_3 (9.88%), Al_2O_3 (2.06). Валовой химический состав пород в разрезах 3 и 4 отличается несколько повышенным содержанием оксида кремния (49.4%), что позволяет отнести их к породам основного состава. При изучении шлифов пород выявлено, что в них преобладают обломки основных и ультраосновных пород — серпентинизированных дунитов и базальтов, которые имеют нематобластовую и микропорфировую структуру. По оливину выражены замещения слоистыми силикатами: диагностированы серпентин и хлориты. В результате постмагматических изменений плагиоклазы подверглись интенсивной сосюритизации: в отдельных зернах отмечается замещение псевдоморфозами поликристаллических глинистых образований (иддингсит), а по серпентину развивается эпигенетический тремо-

лит-актинолит, который в результате метасоматоза замещается хлоритом.

Валовой химический состав мелкозема в исследуемых почвах резко отличается от пород увеличением содержания кремнезема и алюминия. Просмотр образцов крупных фракций почвенного мелкозема (1.0–0.25 и 0.25–0.1 мм) под увеличением выявил, что кроме пороодообразующих минералов подстилающей породы с характерными для нее морфоструктурными особенностями в составе песчаных фракций присутствует кварц. Очевидно, что наличие кварца отражает примесь переотложенного аллохтонного (более кислого) ледникового материала морены. Наиболее ярко влияние аллохтонного материала выражено в верхних минеральных горизонтах глееземов (разрезы 6 и 7) с максимальным содержанием SiO_2 (69–75%). Общим для всех изученных почв является увеличение значений $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ с глубиной. При широком колебании значений $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ (от 4.65 до 7.36) горизонты С всех профилей имеют нейтральную либо слабощелочную реакцию. Щелочность почвенного раствора (при экспериментально доказанном отсутствии в почвах карбонатов) связана с гидролизом гидрокарбоната магния.

Как показано Лесовой с соавт. [20] разрушение минералов на хребте Рай-Из, прежде всего оливина, обуславливает преобладание в почвенном поглощающем комплексе магния, что приводит к специфическому (без наличия легкорастворимых солей и карбонатов Са и Mg) “магнезиальному ощелачиванию” профиля. Ионы магния, высвобождающиеся силикатов с высоким содержанием этого элемента, прежде всего оливина, обуславливают значения pH в нейтрально-щелочном диапазоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для горной территории Полярного Урала получены детальные морфолого-генетические характеристики почв на массивно-кристаллических породах основного состава в системе высотных поясов хребта Рай-Из. Установлены ландшафтно-экологические особенности почвенно-растительного покрова на верхнем пределе распространения листовенных редколесий (подбуры), горных тундр (глееземы, серогумусовые почвы) и пояса холодных гольцовых пустынь (глееземы). Суровые климатические условия (короткий вегетационный период, отрицательные значения среднегодовых температур воздуха, избыточное увлажнение) способствуют низкой интенсивности биологического круговорота и замедленной трансформации органического вещества поверхностных (подстилочно-торфянистых) и гумусовых горизонтах. Специфика факторов и условий почвообразования (мозаичность растительно-

го покрова, гидротермический режим, различная мощность мелкоземисто-щебнистой толщи и др.) обуславливают в пределах катены разное проявление и сочетание элементарных почвообразовательных процессов: поверхностное накопление грубогумусовой подстилки, гумусонакопление, оглеение и криогенное ожелезнение, альфегумусовое илювиирование, дезинтеграция щебня/дресвы до стадии мелкозема.

Результаты исследований расширяют представление о высотно-поясном разнообразии почв листовенничных редколесий и горных тундр Полярного Урала, их генезисе и географии и могут служить основой для почвенного цифрового картографирования изученной территории с учетом использования новой версии Классификации и диагностики почв России (2004–2008). На основании полученных данных может быть составлен кадастр особо ценных почв Полярного Урала с дальнейшим включением в качестве основы региональной системы эталонных и редких почв Уральской горной страны в Красную книгу почв Российской Федерации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках бюджетной темы НИР “Криогенез как фактор формирования и эволюции почв арктических и бореальных экосистем европейского Северо-Востока в условиях современных антропогенных воздействий, глобальных и региональных климатических трендов” (№ 122040600023-8).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. 1. Почва: подбур оподзоленный иллювиально-гумусово-железистый (разрез 1).

Рис. 2. Al–Fe-гумусовые пленки на нижней поверхности щебня (разрез 1).

Рис. 3. Лиственничник ерниково-голубично-зеленомошный (к разрезу 1).

Рис. 4. Почва: глеезем перегнойный окисленно-глеевый (разрез 3).

Рис. 5. Кустарничково-дриадовая тундра (ландшафт к разрезу 3).

Рис. 6. Кастиллея арктическая воркутинская (*Castilleja arctica* ssp. *vorkutensis*) — эндемик Урала. Вид занесен в Красную книгу Республики Коми и Красную книгу Российской Федерации со статусом (категорией охраны) 3.

Рис. 7. Почва серогумусовая (разрез 4).

Рис. 8. Осоково-зеленомошная тундра (ландшафт к разрезу 4).

Рис. 9. Почва: серогумусовая криосортированная (разрез 5).

Рис. 10. Дриадовая тундра (ландшафт к разрезу 5).

Рис. 11. Почва: глеезем криогенно-ожелезненный (разрез 6).

Рис. 12. Осоково-лишайниковые сообщества гольцового пояса (ландшафт к разрезу 6).

Рис. 13. Почва: глеезем криогенно-ожелезненный потечно-гумусовый криотурбированный (разрез 7).

Рис. 14. Платообразная вершина хребта Рай-Из (ландшафт к разрезу 7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев И.И., Абакумов Е.В., Томашунас В.М. Катенарная дифференциация почв предгорий Полярного Урала на примере участка в районе р. Халыталбей (приток р. Щучья) // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2015. Т. 24. № 4. С. 146–149.
2. Алексеев И.И., Абакумов Е.В. Степень гумификации органического вещества почв южного Ямала и восточного макросклона Полярного Урала // Живые и биокосные системы. 2016. № 16. <http://www.jbks.ru/archive/issue-16/article-7>
3. Ананко Т.В., Герасимова М.И., Конюшков Д.Е. Почвы горных территорий в классификации почв России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 92. С. 122–146. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-92-122-146>
4. Ананко Т.В., Герасимова М.И., Конюшков Д.Е. Арктические и тундровые почвы на новой цифровой почвенной карте России масштаба 1 : 2.5 млн // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 101. С. 46–75. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-101-46-75>
5. Атлас почв Республики Коми / Под ред. Добровольского Г.В. др. Сыктывкар, 2010. 356 с.
6. Атлас по климату и гидрологии Республики Коми. М.: Дрофа, 1997. 116 с.
7. Белоусова Н.И., Седов С.Н., Пустовойтов К.Е. Выветривание основных пород в почвах бореального климата // Почвоведение. 1994. № 3. С. 90–100.
8. Васенева З.Г. Особенности таежного почвообразования на основных породах Русской равнины (на примере южной Карелии). Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1990. 25 с.
9. Горчаковский П.Л. Растительный мир высокогорного Урала. М.: Наука, 1975. 283 с.
10. Дётева С.В., Кулюгина Е.Е., Дубровский Ю.А., Новаковский А.Б. Сравнительный анализ ценофлор горных тундр западного макросклона Северного и Приполярного Урала // Теоретическая и прикладная экология, 2014. № 1. С. 16–21. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2014-1-016-021>
11. Дымов А.А., Жангуров Е.В. Морфолого-генетические особенности почв кряжа Енганэпэ (Полярный Урал) // Почвоведение. 2011. № 5. С. 515–524.
12. Жангуров Е.В., Лебедева М.П., Шишков В.А. Минералого-микроморфологическая диагностика особенностей почвообразования северотаежных почв

- на средне-основных породах Тимана // Почвоведение. 2018. № 11. С. 1372–1383.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18110102>
13. *Жангуров Е.В., Дымов А.А., Дубровский Ю.А.* Морфолого-генетические особенности почв Северного Урала // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2014. Вып. 75. С. 36–47.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2014-75-36-47>
 14. *Жангуров Е.В., Старцев В.В., Дубровский Ю.А., Дёгтева С.В., Дымов А.А.* Морфолого-генетические особенности почв горных листовенных лесов и редколесий Приполярного Урала // Почвоведение. 2019. № 12. С. 1415–1429.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19120141>
 15. *Забоева И.В.* Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 1975. 375 с.
 16. *Ипатов В.С., Мишин Д.М.* Описание фитоценоза. Методические рекомендации. СПб., 2008. 71 с.
 17. *Катаева М.Н.* Доступность растениям химических элементов в почвах горной тундры на породах различного состава (Полярный Урал) // Почвоведение. 2013. № 2. С. 177–186.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1302007X>
 18. *Красильников П.В., Седов С.Н., Гракина Е.Р.* Разрушение эндогенных слоистых силикатов в почвах на элювиях основных пород в Северной Карелии // Почвоведение. 1999. № 4. С. 468–475.
 19. *Лесовая С.Н., Горячкин С.В., Погосев Е.Ю., Полеховский Ю.С., Заварзин А.А., Заварзина А.Г.* Химико-минералогические свойства, генезис, проблемы классификации почв на плотных породах Северо-Запада России // Почвоведение. 2008. № 4. С. 406–420.
 20. *Лесовая С.Н., Горячкин С.В., Полеховский Ю.С.* Почвообразование и выветривание на ультраосновных породах горных тундр массива Рай-Из (Полярный Урал) // Почвоведение. 2012. № 1. С. 44–56.
 21. Национальный Атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель, 2011. 632 с.
 22. *Нешатаева В.Ю., Нешатаев В.Ю.* Растительность Полярного Урала в верхнем течении реки Собь // Проблемы экологии растительных сообществ. СПб., 2005. С. 303–342.
 23. *Оберман Н.Г., Борозинцев В.Е.* Урал // Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М.: Недра, 1988. С. 301–324.
 24. *Переверзев В.Н.* Генетические особенности почв природных поясов Хибинских гор (Кольский полуостров) // Почвоведение. 2010. № 5. С. 548–557.
 25. *Полевой определитель почв России.* М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 26. Почвы и почвенный покров Печоро-Илычского заповедника (Северный Урал) / Под ред. Дёгтевой С.В., Лаптевой Е.М. Сыктывкар, 2013. 328 с.
 27. *Самофалова И.А.* Почвенное разнообразие тундровых и гольцовых ландшафтов в заповеднике “Басеги” // Географический вестник. 2018. № 1(44). С. 16–28.
<https://doi.org/10.17072/2079-7877-2018-1-16-28>
 28. *Соколов И.А., Градусов Б.П.* Почвообразование и выветривание на основных породах в условиях холдного гумидного климата // Почвоведение. 1978. № 2 С. 5–17.
 29. *Таргульян В.О.* Почвообразование и выветривание в холдных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.
 30. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Воробьевой Л.А. М., 2006. 400 с.
 31. *Тонконогов В.Д.* Автоморфное почвообразование в тундровой и таежной зонах Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 304 с.
 32. *Уруевская И.С.* Типы поясности и почвенно-географическое районирование горных систем России // Почвоведение. 2007. № 11. С. 1285–1297.
 33. *Уруевская И.С.* Почвенные катены цокольно-денудационных равнин лесотундры и северной тайги Кольского полуострова // Почвоведение. 2017. № 7. С. 771–789.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17070127>
 34. *Фирсова В.П., Дедков В.С.* Почвы высоких широт горного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 95 с.
 35. *Хитров Н.Б., Герасимова М.И.* Предлагаемые изменения в классификацию почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–14.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22010087>
 36. *Шамирова Е.В., Жангуров Е.В., Кулюгина Е.Е., Королев М.А., Кубик О.С., Туманова Е.А.* Почвы и почвенный покров горно-тундровых ландшафтов Полярного Урала на карбонатных породах: разнообразие, классификация, распределение углерода и азота // Почвоведение. 2020. № 9. С. 1053–1070.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20090154>
 37. *Юрцев Б.А., Алексеева-Попова Н.В., Катаева М.Н.* Видовое разнообразие локальных флор Полярного Урала в контрастных геохимических условиях. Мат. конф. “Биоразнообразие Европейского Севера”. Петрозаводск, 2001. С. 204–205.
 38. *Alekseev I., Abakumov E.* Soil organic carbon stocks and stability of organic matter in permafrost-affected soils of Yamal region, Russian Arctic // Geoderma Regional. 2022. V. 28.
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2021.e00454>
 39. *Dymov A.A., Zhangurov E.V., Hagedorn F.* Soil organic matter composition along altitudinal gradients in permafrost affected soils of the Subpolar Ural Mountains // Catena. 2015. V. 131. P. 140–148.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.03.020>
 40. IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. FAO, Rome. 2014. 181 p.
 41. *Lessovaia S.N., Polekhovsky Y., Dultz S., Plötze M., Andreeva N., Filimonov A., Momotova O.* Soil development on basic and ultrabasic rocks in cold environments of Russia traced by mineralogical composition and pore space characteristics // Catena. 2016. V. 137. P. 596–604.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.11.020>
 42. *Munsell A.* Munsell Soil Color Chart. Colmorgan Instruments. 1988. Baltimor. MD.

43. Samofalova I.A., Rogova O.B., Luzyanina O.A. Diagnostics of soils of different altitudinal vegetation belts in the Middle Urals according to group composition of iron compounds // *Geography and Natural Resources*. 2016. V. 1. P. 71–78.
<https://doi.org/10.1134/S1875372816010108>
44. Shamrikova E.V., Shevchenko O.G., Zhangurov E.V., Korolev M.A. Antioxidant properties of soils and associated vegetation in the Polar Urals // *Catena*. 2022. V. 208. P. 105722.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105722>
45. Shamrikova E.V., Yakovleva E.V., Gabov D.N., Zhangurov E.V., Korolev M.A., Zazovskaya E.P. Polyarenes Distribution in the Soil-Plant System of Reindeer Pastures in the Polar Urals // *Agronomy*. 2022. № 12. P. 1–17.
<https://doi.org/10.3390/agronomy12020372>

Soil of the Ray-Iz Mountain Ridge (Polar Urals)

E. V. Zhangurov¹*, M. A. Korolev¹, Yu. A. Dubrovskiy¹, and E. V. Shamrikova¹

¹*Institute of Biology, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

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

Based on the profile-genetic approach, we made the diagnosis and the classification position of previously little-studied soils of larch woodlands, mountain tundras and a belt of cold glacial deserts of the Polar Urals, formed in different landscape-geomorphological conditions. We studied morphological, physico-chemical and chemical characteristics of the soil profiles formed on rocks of basic and ultrabasic composition. We revealed that the main background of the soil cover under the larch forests are sub-burs (podzolic and illuvial-humus). Both soils are Entic Podzol (Skeletal) according to WRB-2015. In the mountain tundras, gleyzems of humus oxidized gley or Reductaquic Gleysol (Thixotropic) and gray-humus soils or Skeletic Phaeozem are formed. In the extreme soil formation conditions of the cold glacial desert belt (900–1033 m a.s.l.), different subtypes of gleyzems (Reductaquic Gleysol and Turbic Gleysol (Abruptic) occupy local areas. We also found that the surface, predominantly ground-depositional input of plant litter and its slow mineralisation resulted in coarse-humus and peaty upper horizons with a wide C/N molecular ratio.

Keywords: altitudinal zonality, diagnostic horizons, *Larix sibirica*, soil-forming rocks, soil classification, Polar Urals

УДК 631.41

ВЛИЯНИЕ БЕССМЕННЫХ КУЛЬТУР И ПАРОВАНИЯ НА ТЕРМИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧЕРНОЗЕМА ТИПИЧНОГО

© 2023 г. В. Г. Мамонтов^а, В. И. Лазарев^б, О. В. Рыжков^с, С. А. Беляева^{а, *}^аРоссийский государственный аграрный университет — МСХА им. К.А. Тимирязева,
ул. Тимирязевская, 49, Москва, 127434 Россия^бКурский ФАНЦ, Черемушки, 10, Курская обл., 305526 Россия^сЦентрально-Черноземный государственный природный биосферный заповедник имени профессора В.В. Алехина,
п/о Заповедное, Курская обл., 305528 Россия

*e-mail: belyaeva@rgau-msha.ru

Поступила в редакцию 24.09.2022 г.

После доработки 02.12.2022 г.

Принята к публикации 05.12.2022 г.

С помощью термического метода и ИК-спектроскопии изучен гумусово-аккумулятивный горизонт А чернозема типичного мощного различного землепользования. Согласно полученным данным, органическое вещество чернозема состоит преимущественно из слаботермоустойчивых алифатических соединений типа полисахаридов. Об этом свидетельствуют потеря массы в низкотемпературной области, варьирующая в пределах 68.15–71.54%, и интенсивная полоса поглощения при 1083 см⁻¹, определяющая облик ИК-спектров чернозема. Под влиянием экстенсивного сельскохозяйственного использования произошла минерализация лабильных алифатических соединений и увеличение в составе органического вещества чернозема устойчивых циклических структур. На это указывает уменьшение коэффициента Черникова—Кончица Z от 3.16 до 2.47–2.73 и интенсивности большинства полос поглощения на ИК-спектрах. Самое заметное негативное влияние на органическое вещество чернозема типичного оказал бессменный пар.

Ключевые слова: термический анализ, ИК-спектроскопия, алифатические соединения, циклические структуры, полисахариды, Naplic Chernozem (Loamic, Pachic)

DOI: 10.31857/S0032180X22601153, EDN: NOCIPS

ВВЕДЕНИЕ

Для изучения состава и свойств почвы, а также отдельных ее компонентов наряду с классическими химическими широко применяются различные инструментальные физико-химические методы анализа [8–10, 21, 24, 37, 49, 54]. К числу таких методов относятся термический анализ и инфракрасная спектроскопия (ИК-спектроскопия). Применение этих методов позволяет не только выявить характерные особенности тех или иных составных частей почвы, но и оценить направленность их трансформации под влиянием природных и антропогенных факторов [21, 25, 28, 32, 37, 42, 49–51, 54, 55].

В частности, на основании данных термического анализа в структуре гумусовых кислот стали условно выделять две части. Одна из них представлена алифатическими компонентами, формирующими периферическую часть молекулы, другая — устойчивыми ароматическими структурами, которые составляют ее ядерную часть [24, 26, 35, 37–39, 45].

С помощью термического анализа установлено, что органо-минеральные взаимодействия не только повышают устойчивость гумусовых веществ к микробиологическому воздействию, что способствует их длительному сохранению в почве, но и служат формой стабилизации биофильных элементов [34, 56]. Термический анализ показал, что при окультуривании дерново-подзолистых почв происходит снижение устойчивости гумусовых кислот [41]. Бессменное парование дерново-подзолистой почвы способствует упрощению структуры гумусовых кислот с одновременным отбором термостабильных фрагментов как в составе периферической, так и центральной части молекулы [4].

Некоторые исследователи предлагают использовать термический метод для определения общего содержания органического углерода в почве [5, 53]. С учетом данных термического анализа всю совокупность органических веществ почвы было предложено разделить на две группы. Одну группу составляют активные формы органических веществ (термически нестойкие, термолабильные),

разрушающиеся при температуре около 300°C. Другая группа представлена инертными органическими веществами (термически устойчивые, термостабильные). Их разрушение происходит в диапазоне температур 450–770°C [33, 34, 48].

Отмечается, что с помощью термического анализа можно не только определить соотношение между термически лабильными и стабильными пулами органического вещества почвы, но и исследовать структуру супрамолекулярных комплексов, идентифицировать пирогенный, органический и неорганический углерод в почве [30]. Вместе с термическим анализом в почвенных исследованиях получила широкое применение ИК-спектроскопия. Нередко она используется для изучения минералогического состава почв [10, 21, 50], в том числе при количественной оценке глинистых минералов [19]. С помощью ИК-спектроскопии выявлены особенности трансформации биотита в горизонте АЕL подзолистой почвы [7].

Однако в почвенных исследованиях ИК-спектроскопия преимущественно используется для изучения органического вещества почвы. Этот метод нашел применение, как в генетических исследованиях, так и при оценке антропогенного воздействия на гумусовые кислоты почвы и обработке методических вопросов [9, 10, 12, 24–28, 32, 54, 55]. Метод ИК-спектроскопии служит надежным способом идентификации важнейших атомных групп и типов связи как органического вещества почвы в целом, так и в отдельных гумусовых веществах [24, 37]. По предложению Орлова [25] ИК-спектры включены в систему диагностических показателей гумусовых кислот почвы. Полезную информацию дает этот метод для оценки качественных изменений гумусовых веществ под влиянием различных приемов окультуривания и мелиорации почв [37].

Данные ИК-спектроскопии позволили выявить большее содержание алифатических, азотсодержащих и полисахаридных компонентов в гуминовых кислотах дерново-подзолистых почв по сравнению с гуминовыми кислотами черноземов [9, 25].

Согласно результатам ИК-спектроскопии, при окультуривании дерново-подзолистой почвы внесение навоза обуславливает дифференциацию кислородсодержащих группировок в составе гумусовых кислот и уменьшение интенсивности их поглощения, тогда как внесение минеральных удобрений — увеличение интенсивности поглощения этих групп и появление полос поглощения, характерных для CH_2 - и CH_3 -групп [40]. С помощью ИК-спектроскопии показано, что органо-минеральная система удобрения вызывает наиболее существенную алифатизацию гумусовых кислот почвы по сравнению с другими способами земледелия [12].

Данные ИК-спектроскопии наряду с определением других показателей позволили сделать вывод, что применение азотной среды для выделения гуминовых кислот из минеральных горизонтов чернозема с помощью щелочной экстракции можно считать нецелесообразным [9].

В целом термический анализ и ИК-спектроскопия являются эффективными методами изучения состава и свойств почв. Поэтому не случайно предлагается включить характеристики, получаемые с помощью этих методов, в систему структурных диагностических показателей трансформационных изменений гумусовых веществ как элемент экологического мониторинга [37].

Черноземы привлекают пристальное внимание исследователей со времен В.В. Докучаева, что отражено в многочисленных публикациях [16, 46, 47]. Значительное количество публикаций посвящено объектам, которые были использованы в работе. В частности, особенности проявления эффективного плодородия пахотного чернозема обстоятельно проанализированы в работах [20, 23]. Характер изменения физических свойств чернозема под влиянием агрогенеза отражен в публикациях [18, 43], структуре микробного сообщества посвящена работа [11]. Обширные исследования выполнены по изучению органического вещества чернозема и отдельных его компонентов [3, 13–15, 17, 31, 33].

Цель работы — изучить особенности изменения термических и оптических свойств чернозема типичного под влиянием бессменных озимой пшеницы, кукурузы и пара.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования служил чернозем типичный на карбонатном лёссовидном суглинке (Haplic Chernozem (Loamic, Pachic)). Образцы целинного чернозема под некосимой степью и чернозема под бессменным паром, опыт заложен в 1947 г., отбирали в Центрально-черноземном государственном биосферном заповеднике им. А.А. Алехина. Образцы чернозема под бессменными озимой пшеницей и кукурузой отбирали на опытном поле Курского НИИ АПП, заложенном в 1964 г. Ко времени отбора образцов бессменный пар просуществовал 74 года, а бессменные культуры возделывались 57 лет. Свойства почв этих объектов подробно изучены [14, 22, 36, 52].

Почвенные образцы отбирали с каждого из вариантов в трехкратной повторности из гумусово-аккумулятивного горизонта А мощностью 0–20 см. Пробоподготовку почвенных образцов к анализу с отбором растительных остатков проводили по общепринятой методике [2]. Термический анализ проводили в индивидуальных образцах на прибо-

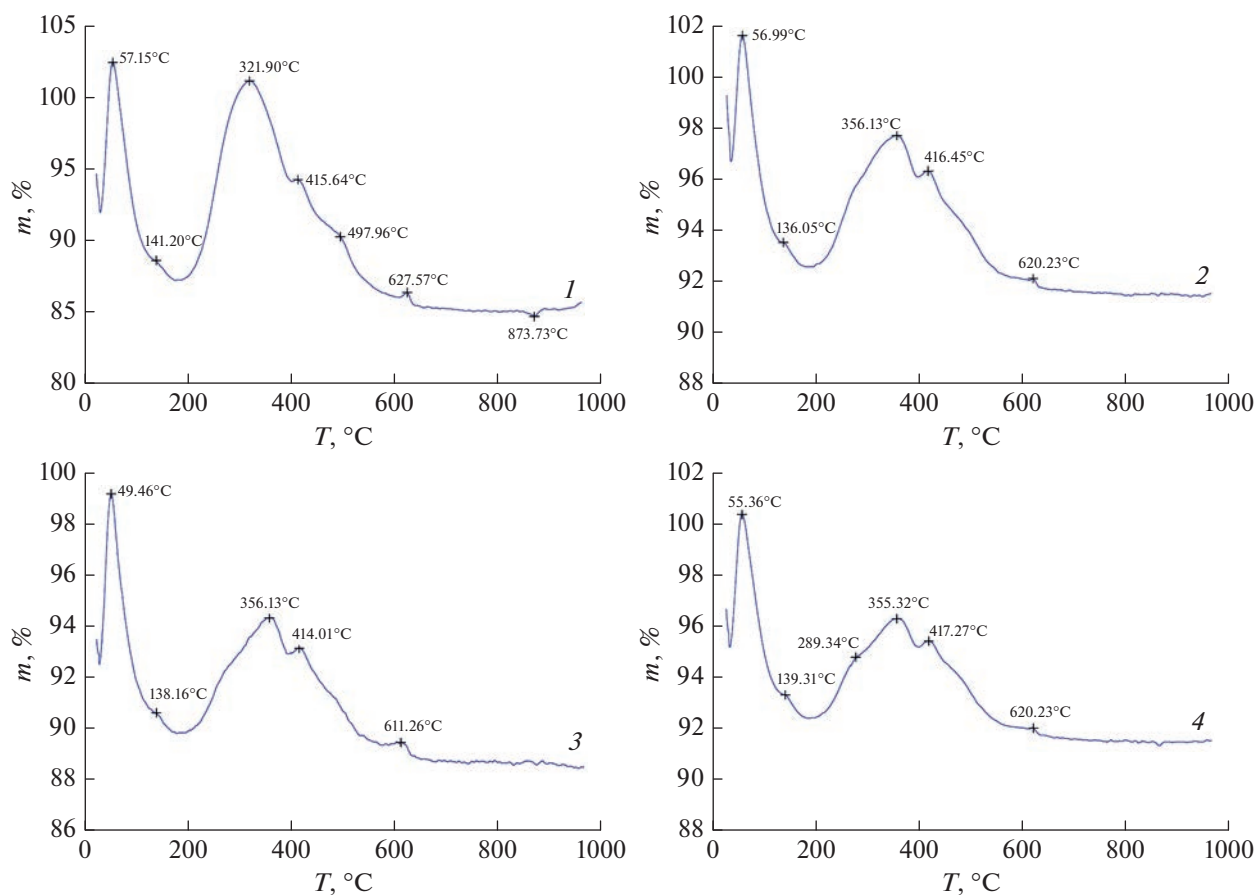


Рис. 1. Дифференциально-термогравиметрические кривые чернозема типичного: 1 – целина, 2 – бессменная озимая пшеница, 3 – бессменная кукуруза, 4 – бессменный пар.

ре SDTQ600 в атмосфере осушенного воздуха при скорости поднятия температуры 10 град/мин. Коэффициент Z находили по Черникову–Кончицу [38]. ИК-спектры получали согласно рекомендациям [10]. Для съемки ИК-спектров использовали смешанные почвенные образцы, каждый из которых готовили на основе трех индивидуальных образцов. Для съемки готовили КВг-таблетки. Смешанный образец почвы массой 0.5 мг растирали со спиртом в агатовой ступке в течение 1 мин, затем добавляли 200 мг КВг, после чего смесь растирали еще в течение 2–3 мин до однородности. Полученную смесь помещали в пресс-форму диаметром 13 мм и подвергали давлению 4.0–4.5 т в течение 15–20 мин при вакуумировании в гидравлическом прессе. Далее полученный препарат для исключения вклада адсорбированной воды помещали в эксикатор с CaCl_2 и прогревали в течение 20–24 ч при температуре 105°C. Спектры снимали на ИК-Фурье-спектрометре Spectrum One Perkin Elmer, оснащенном детектором LiTaO_3 и КВг-светоделителем. Обработку полученных результатов и коррекцию базовой линии проводили с использованием линейной функции

при помощи программы OMNIC 9.9.535, ThermoFisher Scientific Inc. Полосы поглощения идентифицировали с использованием руководств [6, 27, 29].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В работах по термическому анализу гумусовых веществ принято считать, что при температуре до 100°C удаляется гигроскопическая вода и, возможно, разрушается часть термонеустойчивых органических соединений. В интервале 100–400°C термодеструкции подвергаются компоненты алифатической природы. При температурах >400°C разрушается центральная часть молекул гумусовых веществ, состоящая из бензоидных циклических структур [24, 38, 39].

Согласно результатам дифференциально-термогравиметрического анализа (ДТГА), на кривых образцов чернозема обнаруживается 5–6 термических реакций (рис. 1).

В ходе первой реакции, наблюдаемой в интервале температур 50–57°C, удаляется гигроскопическая вода с потерей массы от 5.81% в целинном

Таблица 1. Влияние бессенных культур и пара на термогравиметрическую характеристику чернозема типичного, над чертой — максимальная температура эффекта, °С; под чертой — потеря массы, % от общей массы

Вариант	Температурный диапазон, °С				
	0–100	100–200	200–400	400–600	600–700
Целина	$\frac{57}{5.81}$	$\frac{141}{20.77}$	$\frac{322}{50.77}$	$\frac{416}{9.81}, \frac{498}{11.04}$	$\frac{628}{1.80}$
Бессенная озимая пшеница	$\frac{57}{4.73}$	$\frac{136}{28.19}$	$\frac{356}{40.90}$	$\frac{417}{24.32}$	$\frac{620}{1.86}$
Бессенная кукуруза	$\frac{50}{4.53}$	$\frac{138}{30.02}$	$\frac{356}{39.86}$	$\frac{414}{23.69}$	$\frac{611}{1.90}$
Бессенный пар	$\frac{55}{4.30}$	$\frac{139}{22.60}$	$\frac{289}{15.54}, \frac{355}{30.01}$	$\frac{417}{23.90}$	$\frac{620}{3.65}$

Таблица 2. Соотношение алифатических и циклических структур в составе органического вещества чернозема типичного при различном землепользовании, $M \pm mt_{0.05}$ (среднее $\pm$ доверительный интервал среднего)

Вариант	Потеря массы, % от общей		Z
	<400°С	>400°С	
Целина	71.54 ± 2.33	22.65 ± 1.74	3.16 ± 0.35
Бессенная озимая пшеница	69.09 ± 1.64	26.18 ± 0.37	2.64 ± 0.09
Бессенная кукуруза	69.88 ± 1.81	25.59 ± 0.79	2.73 ± 0.15
Бессенный пар	68.15 ± 1.61	27.55 ± 1.34	2.47 ± 0.19

черноземе до 4.30–4.73% в черноземе агроценозов (табл. 1).

Судя по кривой ДТГА **целинного чернозема**, его органическое вещество состоит из пяти групп неоднородных по термоустойчивости компонентов, разрушающихся в интервале от 141 до 628°С. Среди веществ алифатического типа преобладают более термоустойчивые соединения, разрушение которых происходит в результате интенсивной термической реакции при 322°С. Потеря массы составила 50.77%. Эти компоненты явно преобладают в составе органического вещества целинного чернозема. Структуры алифатического типа с меньшей термоустойчивостью разрушаются в результате слабовыраженной термической реакции при 141°С с потерей массы 20.77%. Суммарная потеря массы при термодеструкции алифатических компонентов органического вещества целинного чернозема составила 71.54%.

В интервале 400–600°С происходит разрушение термоустойчивых бензоидных циклических структур органического вещества чернозема. Они более неоднородны по термоустойчивости по сравнению с алифатическими компонентами, о чем свидетельствуют три термические реакции их разрушения при 416, 498 и 628°С с потерей массы 9.81, 11.04 и 1.80% соответственно. Суммарная потеря массы в результате термодеструкции цикли-

ческих бензоидных компонентов органического вещества целинного чернозема составила 22.65%.

Коэффициент Z органического вещества целинного чернозема равен 3.16 (табл. 2). Это свидетельствует, что в составе органического вещества целинного чернозема заметно преобладают термонеустойчивые алифатические компоненты. По предложенной Травниковой терминологии доли активного и инертного органического вещества в целинном черноземе составляют 72/23, близкие данные были получены ею ранее [33].

Кривая ДТГА **чернозема с бессенным возделыванием озимой пшеницы** отличается от кривой ДТГА целинного чернозема, поскольку на ней присутствует не пять, а четыре термические реакции, связанные с разрушением органических веществ чернозема. Алифатические соединения, среди которых явно преобладают более термоустойчивые структуры, разрушаются в результате двух термических реакций при 136 и 356°С с потерей массы 28.19 и 40.9% соответственно. В целом в результате термодеструкции алифатической части органического вещества чернозема при бессенном возделывании озимой пшеницы потеря массы составила 69.09%, что на 2.45% меньше по сравнению с целинным черноземом.

Бензоидные циклические структуры органического вещества чернозема этого варианта среди

которых доминируют менее термоустойчивые компоненты, как и алифатические вещества разрушаются в результате двух термических реакций при 417 и 620°C с потерей массы 24.32 и 1.86% соответственно. Всего при термодеструкции устойчивых циклических структур органического вещества чернозема с бессменным возделыванием озимой пшеницы теряется 26.18% массы, что на 3.53% больше по сравнению с органическим веществом целинного чернозема. Коэффициент Z равен 2.64, что в 1.2 раза меньше по сравнению с Z целинного чернозема. Доли активного и инертного органического вещества в черноземе при возделывании бессменной озимой пшеницы составили 69/26.

Кривая ДТГА чернозема под бессменной кукурузой имеет характер, схожий с кривой ДТГА чернозема под бессменной озимой пшеницей. На ней также отмечается четыре термические реакции, связанные с термодеструкцией органических веществ чернозема.

Две группы алифатических компонентов присутствуют примерно в равных долях и разрушаются при 138 и 356°C с потерей массы — 30.02 и 39.86% соответственно. Всего в результате термодеструкции алифатических компонентов органического вещества чернозема потеря массы составила 69.88%, что на 1.66% меньше по сравнению с целинным черноземом и сопоставимо с черноземом с бессменным возделыванием озимой пшеницы.

Термоустойчивые структуры органического вещества чернозема под бессменной кукурузой преимущественно разрушаются в ходе одной термической реакции при 414°C с потерей массы 23.69%. Очень незначительная их часть, 1.90%, разрушается при 611°C. В общей сложности потеря массы в результате термического разрушения циклических компонентов органического вещества чернозема под бессменной кукурузой составила 25.59%, что на 2.94% больше по сравнению с целинным черноземом и всего лишь на 0.59% меньше по сравнению с черноземом с бессменным возделыванием озимой пшеницы.

Коэффициент Z оказался равным 2.73, он меньше, чем у органического вещества целинного чернозема, и практически такой же, как и у органического вещества чернозема с бессменным возделыванием озимой пшеницы. Доли активного и инертного органического вещества в черноземе при бессменном возделывании кукурузы составили 70/26.

Кривая ДТГА чернозема под бессменным паром отличается от выше рассмотренных вариантов чернозема с бессменной озимой пшеницей и кукурузой. На ней выделяется пять термических реакций связанных с пиролизом органических веществ чернозема. Разрушение алифатических

компонентов происходит в результате трех термических реакций. Наименее термоустойчивые алифатические структуры разрушаются при 139°C с потерей массы 22.60%. Больше всего алифатических компонентов — 30.01% разрушается при 355°C. С этим интенсивным пиком сливается плохо разрешившаяся термическая реакция при 289°C, в ходе которой теряется 15.54% массы. Следует отметить, что термическая реакция в этой области отсутствует на термограммах других вариантов. Это свидетельствует о том, что алифатические органические вещества чернозема бессменного пара характеризуются более значительной неоднородностью компонентного состава, нежели алифатическая часть органического вещества черноземов других вариантов земледелия. Можно предположить, что вещества, разрушающиеся в этой области, сформированы за счет продуктов интенсивной микробиологической деструкции других более термоустойчивых органических соединений чернозема. Всего в низкотемпературной области потеря массы составила 68.15%. Это меньше по сравнению с целинным черноземом и черноземом под бессменными культурами на 3.35 и 0.94–1.73% соответственно.

Основная часть циклических компонентов подвергается термодеструкции при 417°C с потерей массы 23.90%. Небольшое количество этих веществ — 3.65% разрушается при 620°C. Потеря массы при разрушении устойчивых циклических структур органического вещества чернозема бессменного пара составила 27.55%. Это больше на 4.90% по сравнению с целинным черноземом и на 1.37–1.96% по сравнению с черноземом под бессменными культурами. Коэффициент Z оказался равным 2.47, и он заметно меньше Z чернозема с бессменными культурами и особенно целинного чернозема. Доли активного и инертного органического вещества в черноземе бессменного пара составили 68/28.

Таким образом, под влиянием бессменных культур и пара в составе органического вещества чернозема произошли заметные изменения. В первую очередь они обусловлены минерализацией наиболее доступных микроорганизмам алифатических и циклических органических соединений. Это сопровождается увеличением термической однородности группы циклических веществ и возрастанием доли наиболее термоустойчивых структур в их составе. При этом продукты разрушения частично пополняют алифатические и устойчивые циклические группы органического вещества чернозема. Наиболее заметные изменения, обуславливающие увеличение инертности органического вещества чернозема, произошли под влиянием бессменного пара. Однако наряду с этим в составе органического вещества чернозема

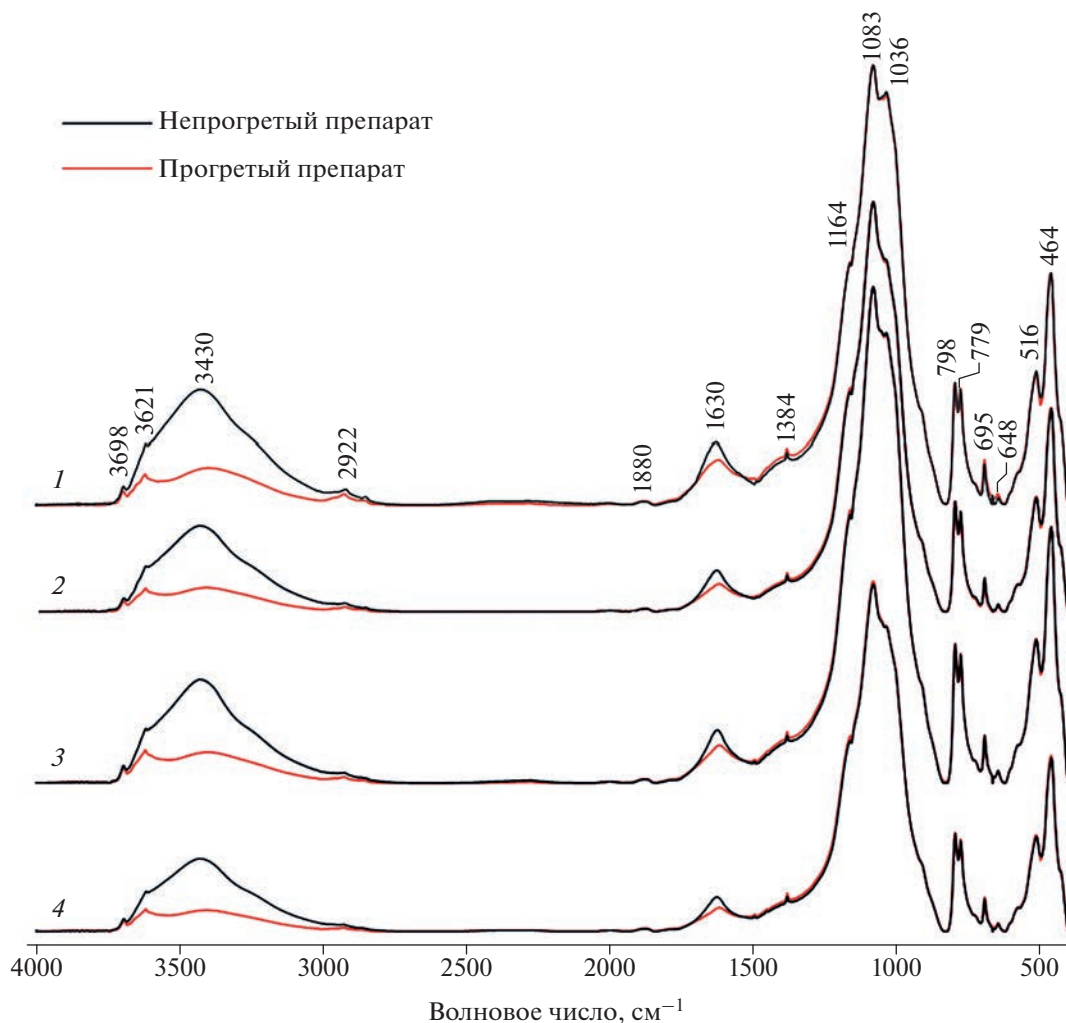


Рис. 2. ИК-спектры чернозема типичного: 1 – целина, 2 – бессменная озимая пшеница, 3 – бессменная кукуруза, 4 – бес-сменный пар.

бессменного пара возросла и термическая неоднородность группы алифатических компонентов.

ИК-спектры чернозема различного землепользования имеют весьма схожий характер (рис. 2). На них наблюдается относительно небольшой набор полос поглощения. Аналогичного типа ИК-спектры почв были получены ранее [44].

Следует отметить, что индивидуальные минералы и гумусовые кислоты имеют более выразительные ИК-спектры поглощения, нежели собственно почвенные образцы [6, 10, 24, 27]. Как отмечала Александрова [1], формирование органо-минеральных производных – обязательное звено любого типа почвообразования. Поэтому взаимодействие гумусовых веществ и глинистых минералов сопровождается блокировкой многих функциональных групп, которые не проявляются на ИК-спектрах почвенных образцов.

Широкая полоса средней интенсивности в области 3430 см^{-1} обусловлена ОН-группой, свя-

занной межмолекулярными водородными связями и валентными колебаниями группы NH. Однако преимущественно поглощение в этой области происходит за счет гигроскопической воды, о чем свидетельствует резкое уменьшение интенсивности поглощения в образцах, высушенных при 105°C . На коротковолновом крыле этой полосы обнаруживаются слабые полосы поглощения при 3621 и 3698 см^{-1} , связанные с колебаниями SiOH- и AlOH-групп монтмориллонита. В этой области может поглощать и несвязанная ОН-группа органических соединений типа спиртов, о чем свидетельствует исчезновение полос поглощения в прокаленных образцах почв [44].

Слабые полосы поглощения при $2922\text{--}2928\text{ см}^{-1}$ принадлежат валентным колебаниям CH_2 -групп алифатических структур органических веществ чернозема, а при 1880 см^{-1} ангидридам кислот.

В области 1630 см^{-1} проявляется довольно слабая и сложная полоса поглощения, обусловленная свя-

зями $C=C$ ароматических структур, карбоксилат-ионами (COO^-) и азотсодержащими группировками, частично гигроскопической водой. Обнаруживается она и в глинистых минералах. Слабое поглощение при 1384 см^{-1} обусловлено колебаниями связи $C-H$ группы CH_3 .

Очень интенсивная полоса поглощения, относимая к полисахаридам, проявляется при 1083 см^{-1} . На крыльях этой полосы отмечается слабое поглощение при 1164 и $1036-1039\text{ см}^{-1}$. Поглощение при 1164 см^{-1} , вероятно, обусловлено деформационными колебаниями связи $C-H$ ароматических соединений и ароматическими альдегидами. В области $1036-1039\text{ см}^{-1}$ поглощает группа $Si-O$ глинистых минералов. Характерный дублет при 779 и 798 см^{-1} принадлежит кварцу. Слабая полоса поглощения при 695 см^{-1} может быть отнесена на счет группы $Si-O$ каолинита, монтмориллонита или кварца.

В целом на ИК-спектрах чернозема различного использования полоса поглощения при 1083 см^{-1} является наиболее представительной и определяет весь облик ИК-спектров. Исходя из этого, можно предположить, что в состав органического вещества чернозема типичного большой вклад вносят полисахариды и продукты их трансформации. Аналогичного рода результаты получены ранее с помощью термического анализа [36].

Следует отметить, что по сравнению с целинным черноземом в пахотных почвах происходит уменьшение интенсивности практически всех или большинства полос поглощения. Особенно заметные изменения произошли под влиянием бессменного пара, где интенсивность полос поглощения при 1036 , 1384 , 1630 и 2922 см^{-1} , связанных с присутствием в составе органического вещества чернозема как алифатических, так и ароматических соединений, уменьшилась в $1.5-2$ раза. Уменьшилась и интенсивность основной полосы поглощения при 1083 см^{-1} , что при таком способе земледелия обусловлено существенным сокращением содержания органического вещества в результате активно протекающих минерализационных процессов [22, 36].

Согласно данным ИК-спектроскопии, в нерасчлененных почвенных образцах чернозема обнаруживается относительно небольшое число полос поглощения присущих как минеральным, так и органическим компонентам почвы. Под влиянием экстенсивного сельскохозяйственного использования чернозема интенсивность большинства полос поглощения, присущих органическим веществам, уменьшается, особенно под влиянием бессменного пара. Определяющий вклад в состав органического вещества чернозема вносят полисахариды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно результатам термического анализа, органическое вещество целинного чернозема типичного состоит из двух групп различных по термоустойчивости компонентов. Одна группа веществ представлена слаботермоустойчивыми компонентами скорее всего алифатической природы преимущественно разрушающихся при 320°C , тогда как меньшая их часть подвергается термодеструкции около 150°C .

Вторая группа веществ представлена более термоустойчивыми конденсированными циклическими соединениями. Основная их часть разрушается в интервале температур $400-500^\circ\text{C}$. Очень небольшое количество веществ этой группы имеет большую термоустойчивость и подвергается термодеструкции при температуре $>600^\circ\text{C}$.

В пахотных почвах двучленный характер органического вещества чернозема сохраняется, однако под влиянием сельскохозяйственного использования произошло изменение качественных и количественных характеристик органических веществ по термоустойчивости. Если разрушение группы наименее термоустойчивых алифатических компонентов происходит при той же температуре, что в целинном черноземе, то количество их возросло на $1.83-9.25\%$. Содержание основной части более термоустойчивых алифатических компонентов возросло на $9.87-20.76\%$, а температура их термодеструкции повысилась с 322 до $355-356^\circ\text{C}$.

Произошла дегградация наименее устойчивых циклических структур, в результате бензоидные циклические компоненты стали более однородными по термоустойчивости при одновременном увеличении их вклада в органическое вещество чернозема на $2.94-4.90\%$.

ИК-спектры черноземов различного земледелия представляют собой однотипную картину и характеризуются наличием относительно небольшого числа полос поглощения. Доминирует на них полоса поглощения, принадлежащая полисахаридам, которые, по-видимому, и составляют основную массу органического вещества чернозема.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова Л.Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980. 287 с.
2. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 489 с.

3. *Артемяева З.С., Данченко Н.Н., Зазовская Э.П., Колягин Ю.Г., Кириллова Н.П., Козут Б.М.* Изотопный состав углерода и химическая структура органического вещества типичного чернозема в условиях контрастного землепользования // Почвоведение. 2021. № 6. С. 686–700.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21060034>
4. *Белопухов С.Л., Старых С.Э., Куприянов А.Н., Григорьева М.В.* Исследование качественного состава гумусовых кислот дерново-подзолистой почвы методом термического анализа // Природообустройство. 2020. № 3. С. 36–43.
5. *Болатов А.А., Черников В.А., Лукин С.М.* Дериватографический метод изучения гумусового состояния дерново-подзолистых супесчаных почв // Агрохимический вестник. 2010. № 3. С. 38–40.
6. *Болдырев А.И.* Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. 199 с.
7. *Воробьева А.А., Доржиева О.В., Толпецкая И.И.* Применение ИК-спектроскопии для изучения трансформации биотита в почве // Глины и глинистые материалы. М.: ИГЕМ РАН, 2019. С. 239–241.
8. *Громовик А.И., Йонко О.А.* Современные инструментальные методы в почвоведении. Теория и практика. Воронеж, 2010. 60 с.
9. *Заварзина А.Г., Кравченко Е.Г., Константинов А.И., Перминова И.В., Чуков С.Н., Демин В.В.* Сравнение свойств препаратов гуминовых кислот, выделенных из почв щелочной экстракцией в присутствии и отсутствии кислорода // Почвоведение. 2019. № 8. С. 910–922.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19080161>
10. *Зырин Н.Г., Орлов Д.С.* (ред.) Физико-химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. 382 с.
11. *Иванова Е.А., Кутюкова О.В., Тхакахова А.К., Чернов Т.И., Перишина Е.В., Маркина Л.Г., Андронов Е.Е., Козут Б.М.* Структура микробного сообщества агрегатов чернозема типичного в условиях контрастных вариантов сельскохозяйственного использования // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1367–1382.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15110088>
12. *Игнатьева С.Л., Черников В.А., Кончиц В.А.* Изучение влияния систем удобрения и обработки почвы на гумусовые кислоты дерново-подзолистой почвы с использованием ИК-спектроскопии // Известия ТСХА. 2008. Вып. 2. С. 32–41.
13. *Козут Б.М.* Трансформация гумусового состояния черноземов при их сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. 1998. № 7. С. 794–802.
14. *Козут Б.М., Артемяева З.С., Кириллова Н.П., Яшин М.А., Сошникова Е.И.* Компонентный состав органического вещества воздушно-сухих и водоустойчивых макроагрегатов типичного чернозема в условиях контрастного землепользования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 161–170.
<https://doi.org/10.1134/S106422931902008X>
15. *Козут Б.М., Сысуев С.А., Холодов В.А.* Водопрочность и лабильные гумусовые вещества типичного чернозема при разном землепользовании // Почвоведение. 2012. № 5. С. 555–561.
16. *Крупенников И.А.* Черноземы. Возникновение, совершенство, трагедия деградации, пути охраны и возрождения. К.: Pontos, 2008. 288 с.
17. *Куваева Ю.В., Фрид А.С.* Статистическая оценка содержания органического углерода и его природного варьирования в типичном черноземе при детальном пространственном масштабе обследования // Современное состояние черноземов. II Междунар. науч. конф. Ростов-на-Дону, 2018. Т. 1. С. 150–156.
18. *Кузнецова И.В.* Изменение физического состояния черноземов типичных и выщелоченных Курской области за 40 лет // Почвоведение. 2013. № 4. С. 434–441.
19. *Куклина В.М., Нехорошев С.В.* Изучение ИК-спектров поглощения смесей мусковита и монтмориллонита // Глины и глинистые материалы. М.: ИГЕМ РАН, 2019. С. 69–71.
20. *Лазарев В.И., Айдиев А.Ю., Золотарева И.А., Трутаева Н.Н.* Динамика эффективного плодородия чернозема при его длительном использовании. Курс.: Курская гос. с.-х. Акад., 2007. 122 с.
21. *Мамонтов В.Г.* Методы почвенных исследований. СПб.: Лань, 2016. 260 с.
22. *Мамонтов В.Г., Артемяева З.С., Лазарев В.И., Родионова Л.П., Крылов В.А., Ахмедзянова Р.Р.* Сравнительная характеристика свойств целинного, пахотного и залежного чернозема типичного Курской области // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 101. С. 182–201.
23. *Музыкалкин Е.Т., Потапова А.И., Кахута Н.М.* Круговорот питательных веществ в условиях интенсивной механизации на мощных черноземах Курской области // Регулирование плодородия почв, круговорота и баланса питательных веществ в земледелии СССР. 1981. С. 76–80.
24. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. 335 с.
25. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 324 с.
26. *Орлов Д.С., Дубин В.Н., Елькина Д.М.* Пиролиз и дифференциальный термоанализ гумусовых веществ почвы // Агрохимия. 1968. № 1. С. 68–76.
27. *Орлов Д.С., Осипова Н.Н.* Инфракрасные спектры почв и почвенных компонентов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 89 с.
28. *Прилуцкая Н.С., Корельская Т.А., Попова Л.Ф., Леонтьева В.А.* Исследование структурно-функционального состава гумусовых кислот почв Еврo-арктического региона методом ИК-спектроскопии // Вестн. Сев. (Арктич.) федер. ун-та. Сер.: Естеств. науки. 2016. № 4. С. 26–35.
<https://doi.org/10.17238/issn2227-6572.2016.4.26>
29. *Сильверстейн Р., Вебстер Ф., Кимл Д.* Спектрофотометрическая идентификация органических соединений. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний. 2014. 557 с.
30. *Соколов Д.А., Дмитриевская И.И., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Черников В.А., Семенов В.М.* Исследование стабильности почвенного органического вещества методами дериватографии и длительной

- инкубации // Почвоведение. 2021. № 4. С. 407–419. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21040146>
31. Сорокина Н.П., Когут Б.М. Динамика содержания гумуса в пахотных черноземах и подходы к ее изучению // Почвоведение. 1997. № 2. С. 178–184.
32. Тихова В.Д., Фадеева В.П., Шакиров М.М., Юдина Н.В. Метрологические аспекты анализа гуминовых кислот // Аналитика и контроль. 2004. Т. 8. № 4. С. 361–369.
33. Травникова Л.С. Органоминеральные взаимодействия: роль в процессах формирования почв, их плодородия и устойчивости к деградации. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2012. 296 с.
34. Травникова Л.С., Шаймухаметов М.Ш. Продукты органоминерального взаимодействия и устойчивость почв к деградации // Современные проблемы почвоведения. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2000. С. 356–368.
35. Фильков В.А., Пилипенко А. Д. Некоторые термические показатели гумусовых кислот почв Молдавии // Почвоведение. 1977. № 1. С. 83–90.
36. Холодов В.А., Фархадов Ю.Р., Ярославцева Н.В., Айдиев А.Ю., Лазарев В.И., Ильин Б.С., Иванов А.Л., Куликова Н.А. Термолабильное и термостабильное органическое вещество черноземов различного землепользования // Почвоведение. 2020. № 8. С. 970–982. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20080080>
37. Черников В.А. Методы структурной диагностики органического вещества почв // Методы исследований органического вещества почв. М.: Россельхозакадемия, 2005. С. 135–147.
38. Черников В.А., Кончиц В.А. Кинетика пиролиза фульвосоединений некоторых типов почв // Известия ТСХА. 1973. Вып. 1. С. 125–137.
39. Черников В.А., Кончиц В.А. Исследование строения гумусовых кислот почв дериватографическим методом. // Науч. докл. высш. шк. Биол. науки. 1979. № 2. С. 70–75.
40. Черников В.А., Старых С.Э., Кончиц В.А. Изменение состава гумусовых кислот дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы при длительном применении органических и минеральных удобрений // Известия ТСХА. 1993. Вып. 2. С. 99–106.
41. Черников В.А., Кончиц В.А., Игнатьева С.Л. Термогравиметрическая характеристика гумусовых кислот дерново-подзолистой почвы при различных системах обработки на фонах минимальной фрезерной обработки и трехъярусной вспашки // Известия ТСХА. 2002. Вып. 1. С. 125–138.
42. Шаймухаметов М.Ш., Шурыгина Е.А. Термографическая и ИК-спектроскопическая характеристика продуктов взаимодействия гуминовых кислот и гидроокисями железа с алюминия и кремнекислотой // Почвоведение. 1980. № 4. С. 59–72.
43. Шейн Е.В., Лазарев В.И., Айдиев А.Ю., Сакункончак Т., Кузнецов М.Я., Милановский Е.Ю., Хайдапова Д.Д. Изменение физических свойств черноземов типичных (Курская область) в условиях длительного стационарного опыта // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1201–1208.
44. Шурилова М.А., Петров В.Г. ИК-спектроскопические исследования поглотительной способности почв Удмуртской Республики // Химическая физика и мезоскопия. 2015. Т. 17. № 1. С. 132–137.
45. Шурыгина Е.А., Ларина Н.К., Чубарова М.А., Кононова М.М. Дифференциально-термический и термовесовой анализы гумусовых веществ почвы // Почвоведение. 1971. № 6. С. 35–44.
46. Щеглов Д.И. Черноземы центра Русской равнины и их эволюция под влиянием естественных и антропогенных факторов. М.: Наука, 1999. 214 с.
47. Щербаков А.П., Васенев И.И. (ред.) Антропогенная эволюция черноземов. Воронеж, 2000. 412 с.
48. Artemyeva Z., Danchenko N., Kolyagin Yu., Kirillova N., Kogut B. Chemical structure of soil organic matter and its role in aggregate formation in Haplic Chernozem under the contrasting land use variants // Catena. 2021. V. 204. P. 105403. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105403>
49. Karathanasis A.D. Thermal analysis of soil minerals // Methods of Soil Analysis. Part 5. Mineralogical Methods. Soil Sci. Soc. Am. Madison, 2008. P. 117–160. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.5.c5>
50. Kelly S.D., Hesterberg D., Ravel B. Analysis of soils and minerals using X-ray absorption spectroscopy // Method of soil analysis. Part 5. Soil Sci. Soc. Am. Madison. Wisconsin. 2008. P. 387–464.
51. Krylov V.F., Mamontov V.G. The Impact of Different Cenoses on the Thermal Characteristics of Labile Humic Substances of Typical Chernozem in Kursk Oblast // Eurasian Soil Science. 2022. V. 55. № 4. 3P. 450–457. <https://doi.org/10.1134/S1064229322040111/>
52. Krylov V.A., Mamontov V.G., Lazarev V.I., Ryzhkov O.V. The Influence of Different Land Uses on the Elemental Composition of Labile Humus Substances in Typical Chernozem Typical of Kursk Oblast // Eurasian Soil Science. 2022. V. 55. № 8. P. 1033–1040. <https://doi.org/10.1134/S1064229322080087>
53. Kucerik J., Demyan M.S., Siewert C. Practical application of thermogravimetry in soil science. Part 4. Relationship between clay, organic carbon and organic matter contents // J. Thermal Analysis Calorimetry. 2016. V. 123. P. 2441–2450. <https://doi.org/10.1007/s10973-015-5141-8>
54. Nuzzo A., Buurman P., Cozzolino V., Spaccini R., Piccolo A. Infrared spectra of soil organic matter under a primary vegetation sequence // Chem. Biol. Technol. Agriculture 2020. V. 7. P. 6. <https://doi.org/10.1186/s40538-019-0172-1>
55. Swift R.S. Organic matter characterization // Methods of Soil Analysis. Madison, WI: Soil Sci. Soc. Am. 1996. Part 3. P. 1018–1020.
56. von Lützw M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H. Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // Eur. J. Soil Sci. 2006. V. 57. P. 426–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>

Influence of Permanent Crops and Fallow on the Thermal and Optical Properties of Typical Chernozem

V. G. Mamontov¹, V. I. Lazarev², O. V. Ryzhkov³, and S. A. Belyaeva^{1, *}

¹*Russian State Agrarian University – Moscow Agricultural Academy. K.A. Timiryazev, Moscow, 127434 Russia*

²*Kursk FANTS, Cheremushki settlement, Kursk region, 305526 Russia*

³*Central Chernozem State Natural Biosphere Reserve named after Professor V.V. Alyokhin, Zapovednoye, Kursk region, 305528 Russia*

**e-mail: belyaeva@rgau-msha.ru*

Using the thermal method and IR spectroscopy, a typical chernozem (Haplic Chernozem (Loamic, Pachic)) of various land uses was studied. According to the data obtained, the organic matter of the chernozem mainly consists of weakly thermally stable aliphatic compounds such as polysaccharides. This is evidenced by the mass loss in the low-temperature region, which varies within 68.15–71.54%, and the intense absorption band at 1083 cm⁻¹, which determines the shape of the IR spectra of the chernozem. Under the influence of extensive agricultural use, the mineralization of labile aliphatic compounds and an increase in stable cyclic structures in the composition of the organic matter of chernozem occurred. This is indicated by a decrease in the Chernikov–Konchits Z coefficient from 3.16 to 2.47–2.73 and the intensity of most absorption bands in the IR spectra. The most noticeable negative impact on the organic matter of a typical chernozem was caused by bare fallow.

Keywords: thermal analysis, IR spectroscopy, aliphatic compounds, cyclic structures, polysaccharides, Haplic Chernozem (Loamic, Pachic)

УДК 631.436

ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ ТОРФО-ПЕСЧАНЫХ СМЕСЕЙ С РАЗНЫМ СООТНОШЕНИЕМ ТОРФА И ПЕСКА

© 2023 г. Т. А. Архангельская^а, *, Е. В. Телятникова^а^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: arhangelskaia@gmail.com

Поступила в редакцию 06.10.2022 г.

После доработки 28.11.2022 г.

Принята к публикации 30.11.2022 г.

Исследована температуропроводность просеянного карьерного песка с преобладанием фракции 0.05–0.25 мм, низинного пакетированного торфа, а также их смесей. Песок смешивали с торфом в различных долевых соотношениях; содержание торфа в смесях составляло от 1 до 80% по сухой массе. Песком, торфом и их смесями набивали металлические цилиндры высотой 10 см и диаметром 3.8 см. Измерения температуропроводности проводили в лаборатории, используя метод регулярного режима с рабочим интервалом температур 20–26°C. Измеряли скорость нагревания набивных образцов после помещения в жидкостный термостат с постоянной температурой воды. Для каждого образца проводили серию измерений при пошаговом изменении влажности от максимальной после капиллярного насыщения до минимальной при воздушно-сухом состоянии. Зависимость температуропроводности от влажности для торфа оказалась почти линейной, для песка это была кривая с максимумом. Наиболее низкая температуропроводность получена для торфа и смесей с низким содержанием песка; наиболее высокая — для чистого песка. При изменении влажности в исследованном диапазоне температуропроводность разных образцов менялась в 1.3–2.8 раза. Выявлен нелинейный характер зависимости температуропроводности от содержания торфа в образцах. Небольшие добавки торфа к песку приводили к заметному снижению температуропроводности смеси; небольшие добавки песка к торфу практически не влияли на температуропроводность. Температуропроводность изученных субстратов увеличивалась с увеличением плотности образцов и содержания песка; уменьшалась с увеличением содержания органического вещества.

Ключевые слова: пескование, торфование, почвенные конструкции, метод регулярного режима

DOI: 10.31857/S0032180X22601244, **EDN:** HOJKQH

ВВЕДЕНИЕ

Внесение песка в пахотный горизонт торфяных почв с целью улучшения их водно-воздушно-го и теплового режима — известный агромелиоративный прием [5]. При смешанном песковании добавление песка в торф увеличивает температуропроводность получившейся смеси по сравнению с торфяным материалом, благодаря чему температурная волна лучше проникает в глубину почвенного профиля. Это позволяет избежать перегрева верхних слоев почвы и замедлить минерализацию органического вещества.

В песчаные почвы торф добавляют для оптимизации агрохимических показателей и улучшения водно-физических свойств почвы [9]. В результате торфования песчаных почв уменьшается контрастность их температурного режима и снижается опасность промерзания верхнего слоя при ночных заморозках. Торфо-песчаные смеси с преобладанием песка широко используются в го-

родском озеленении, в том числе при строительстве дорожных откосов [13].

Долевые соотношения торфа и песка при песковании торфяных почв, при торфование песчаных почв, а также при создании искусственных торфо-песчаных смесей могут варьировать в широком диапазоне значений. Например, при строительстве дорожных откосов обычно используется торфо-песчаная смесь в объемном соотношении 70–80% торфа и 20–30% песка [13]. Для плотности торфа около 0.2 г/см³ и плотности песка около 1.6 г/см³ это примерно соответствует соотношению по массе торфа и песка 1 : 3, т.е. массовая доля торфа в получившейся смеси составляет около 25%, песка — 75%.

При торфование дерново-подзолистых песчаных и супесчаных почв оптимальный уровень плодородия достигается внесением слоя торфа мощностью 15 см и припашкой песка или рыхлой супеси на 10 см [8]. Для тех же значений плотности торфа и песка, что и в предыдущем примере,

это примерно соответствует соотношению по массе торфа и песка 3 : 17, т.е. массовая доля торфа в перепаханном слое составляет около 15%, песка — 85%. Есть сходные данные о том, что при внесении торфа в песчаную почву нижняя оптимальная граница водопроницаемости (0.4–0.5 м/сут) соответствует 10–13% торфа по массе [6].

После смешанного пескования торфяных почв соотношение торф/песок совсем иное: массовая доля песка в пахотном горизонте составляет около 22% [4], соответственно на торф приходится около 78%.

Таким образом, при решении практических задач долевые соотношения торфа и песка в торфо-песчаных смесях могут быть самыми разными. Во многих научных публикациях рассматриваются свойства смесей лишь при определенном соотношении торф/песок [4, 6, 8, 9, 13]. Есть и работы, в которых приводятся результаты исследования торфо-песчаных смесей во всем спектре долевых соотношений торф/песок, от чистого торфа до чистого песка [14, 17–19]. В этих публикациях была выявлена нелинейность отклика свойств торфо-песчаных смесей на изменение долевого соотношения торф/песок. Оказалось, что кривые водоудерживания, зависимости температуропроводности от влажности и доступности кислорода растениям гораздо сильнее меняются с содержанием торфа в области малых значений этого показателя.

В связи с этим была сформулирована цель работы: получение, сопоставление и анализ зависимостей температуропроводности от влажности для образцов торфо-песчаных смесей при различных долевых соотношениях торфа и песка, в частности, при самых небольших содержаниях торфа.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучены зависимости температуропроводности от влажности для низинного обогащенного пакетированного торфа “Селигер-Агро” и просеянного карьерного песка, которые были использованы при создании модельных конструктоземов на территории МГУ им. М.В. Ломоносова в 2012 г. [11], а также их смесей.

Гранулометрический состав песка определяли пипет-методом с предварительной пирофосфатной диспергацией [12]; содержание органического углерода в торфе и песке — методом сухого сжигания в токе кислорода [7, 16].

Смеси песка с торфом готовили в различных пропорциях, с тем чтобы исследовать чувствительность температуропроводности смесей к содержанию торфа. Доли торфа в смесях (по сухой массе) составляли 1, 3, 5, 10, 20, 40, 60 и 80%. При этом варианты смесей с 5, 20, 40, 60 и 80% торфа были такими же, как в работах [17, 18]; дополни-

тельные варианты смесей с содержанием торфа 1, 3 и 10% были добавлены с целью более подробного исследования изменений температуропроводности в области низких содержаний торфа, для которой Вальчак с соавт. [17] получили наиболее резкие изменения ОГХ. Полученными смесями с усилием набивали тонкостенные металлические цилиндры высотой 10 см и диаметром 3.8 см. Для каждого образца определяли его плотность термовесовым методом. Сформированные образцы насыщали водой путем капиллярного подпитывания, и затем постепенно подсушивали до воздушно-сухого состояния, измеряя температуропроводность при различных значениях влажности. После очередного подсушивания образец заворачивали в полиэтилен и оставляли не менее чем на 24 ч, с тем чтобы обеспечить равномерное распределение почвенной влаги в образце. После этого проводили очередное измерение температуропроводности.

Измерения температуропроводности проводили, используя метод регулярного режима [12, 15] с рабочим интервалом температур 20–26°C. Для каждого образца проводили серию измерений при пошаговом изменении влажности от максимальной после капиллярного насыщения до минимальной при воздушно-сухом состоянии. При проведении очередного измерения образец, предварительно выдержанный при комнатной температуре около 20°C, герметично закрывали и помещали в жидкостный циркуляционный термостат с температурой воды 26°C. Скорость прогрева образца измеряли с помощью дифференциальной медно-константановой термопары. Подробное описание методики проведения эксперимента и расчетов температуропроводности по данным о скорости прогрева образца приведено в работе [2].

Измерения зависимостей температуропроводности от влажности для песка и торфа проводили в трех повторностях; для торфо-песчаных смесей — в одной повторности для каждого из восьми вариантов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 1 и 2 представлены основные физические свойства исследованных образцов, которые влияют на температуропроводность. В песке преобладала фракция 0.05–0.25 мм; содержание физической глины (частиц с диаметром <0.01 мм) составляло 2%, что соответствует песку рыхлому по Н.А. Качинскому [12]. Для рыхлых песков характерна высокая температуропроводность, которая может превышать $1 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ [1].

Плотность образцов менялась от 0.31 г/см³ для уплотненного торфа до 1.63 г/см³ для песка; содержание органического углерода в торфе состав-

Таблица 1. Гранулометрический состав песка

Параметр	Размер частиц, мм					
	0.25–1	0.05–0.25	0.01–0.05	0.005–0.01	0.001–0.005	<0.001
Содержание фракций, %	30	64	2	1	1	2

ляло 38.5%, в песке – 0.2%. Таким образом, образцы песка и торфа резко отличались по этим показателям, каждый из которых влияет на температуропроводность почвы. В целом увеличению температуропроводности почвы способствует увеличение ее плотности и уменьшение содержания органического вещества. В нашем случае можно говорить о взаимном усилении действия этих двух факторов, которое привело к ярко выраженным различиям в температуропроводности песка и торфа (рис. 1). Низкая плотность торфа и высокое содержание органического вещества обеспечивали низкую температуропроводность торфяных образцов, и наоборот: высокая плотность в сочетании с низким содержанием органического вещества способствовали формированию высокой температуропроводности песчаных образцов.

Зависимости температуропроводности от влажности для песка и торфа существенно различались не только диапазоном значений, но и формой кривых. Температуропроводность песка достигала 9.6×10^{-7} м²/с, температуропроводность уплотненного при набивке торфа не превышала 1.5×10^{-7} м²/с во всем диапазоне влажности. Образцы песка демонстрировали резкий рост температуропроводности при малых значениях влажности, что характерно для песчаных почв с небольшим содержанием связанной влаги. В таких почвах даже небольшое количество влаги обладает значительной подвижностью и может участвовать в переносе тепла, внося свой вклад в увеличение температуропроводности [1]. Температуропроводность песка достигала максимума при влажности 0.13–0.15 см³/см³ и затем уменьшалась. Уменьшение температуропроводности в области высоких значений влажности обычно объясняют формированием водных пробок, препятствующих переносу тепла с движущейся влагой [1]. Температуропроводность торфа постепенно возрастала с влажностью во всем исследованном диапазоне. При влажности 0.15 см³/см³ температуропроводность песка была в 7.7 раза больше температуропроводности торфа; при влажности 0.20 см³/см³ – в 7 раз.

Полученные для песка и торфа зависимости температуропроводности от влажности практически не различались между тремя повторностями. Поэтому при дальнейшей работе с торфо-песчаными смесями измерения температуропроводности проводили в одной повторности, что позволило подробно исследовать отклик температуропроводности смесей на изменение содержания торфа (x_p) с достаточно мелким шагом по x_p .

Для смесей с содержанием торфа от 1 до 80% содержание органического углерода ($C_{орг}$) было рассчитано исходя из содержания органического углерода в торфе и песке и долевых соотношений торфа и песка в смеси. Рассчитанные значения $C_{орг}$ возрастали вместе с содержанием торфа в смесях по линейному закону (табл. 2).

Иная закономерность наблюдалась для плотности: зависимость плотности образцов от содержания торфа имела выражено нелинейный характер (рис. 2). В области низких значений x_p плотность торфо-песчаных смесей была высокой и быстро снижалась при увеличении содержания торфа. По сравнению с чистым песком ($x_p = 0\%$) плотность смеси с содержанием торфа 5% была почти в 1.5 раза меньше; плотность смеси с содержанием торфа 20% – почти в 2 раза меньше. В области высоких значений x_p чувствительность плотности смеси к изменению долевых соотношений между компонентами смеси была намного меньше: при содержании песка 20% (соответствует $x_p = 80\%$) плотность смеси была лишь в 1.2 раза больше плотности чистого торфа ($x_p = 100\%$). Таким образом, была выявлена явная асимметрия: добавление 20% песка в торф увеличивало плотность лишь в 1.2 раза, а добавление 20% торфа в песок приводило к уменьшению плотности почти

Таблица 2. Содержание торфа (x_p), плотность набивки (ρ_b) и содержание органического углерода ($C_{орг}$) в образцах песка, торфа и торфо-песчаных смесей

x_p , %	ρ_b , г/см ³	$C_{орг}$, %
0	1.63	0.2
1	1.40	0.6
3	1.34	1.3
5	1.13	2.1
10	0.93	4.0
20	0.87	7.9
40	0.46	15.5
60	0.46	23.2
80	0.37	30.8
100	0.31	38.5

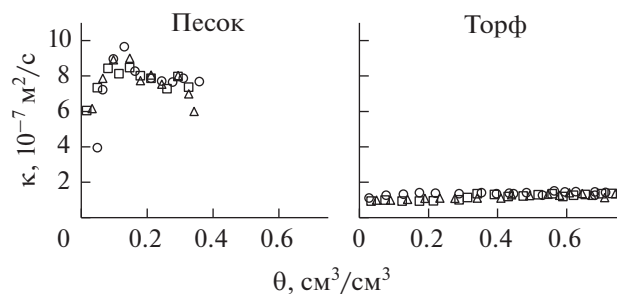


Рис. 1. Зависимости теплопроводности (κ) от влажности (θ) для песка и торфа. Разными символами обозначены три повторности.

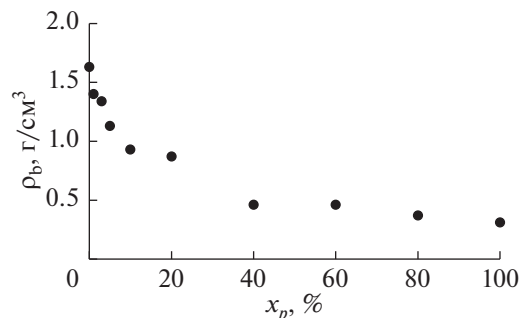


Рис. 2. Нелинейный характер изменения плотности образцов торфо-песчаных смесей (ρ_b) от содержания торфа (x_p).

в 2 раза. В целом основные изменения плотности приходились на диапазон содержания торфа от 0 до 40%.

На этот же диапазон приходились и основные изменения теплопроводности (рис. 1 и 3). При увеличении x_p от 0 до 40% наблюдался постепенный переход от высоких значений теплопроводности, характерных для песка, к низким значениям теплопроводности, характерным для торфа. Для смесей с содержанием торфа 40, 60, 80 и 100% зависимости теплопроводности от влажности практически совпадали.

Эти закономерности подтверждаются данными, приведенными на рис. 4. Теплопроводность и капиллярно-увлажненных образцов, и воздушно-сухих образцов уменьшалась с увеличением содержания торфа примерно по тому же закону, что и плотность. Основные изменения приходились на диапазон содержания торфа 0–40%. Добавление небольшого количества торфа в песок (левая часть рис. 4) сильно снижало теплопроводность смеси. При этом, наоборот, даже существенные добавления песка к торфу практически никак не влияли на теплопроводность, пока содержание торфа не снизится до 60%, что хорошо видно в правой части рис. 4.

Статистическая связь между плотностью и теплопроводностью исследованных смесей подтверждается значениями коэффициента корреляции Пирсона, который был рассчитан отдельно для капиллярно-увлажненных и для воздушно-сухих образцов. Для капиллярно-увлажненных смесей с различным содержанием торфа и песка коэффициент корреляции между плотностью и теплопроводностью оказался равным 0.99; для воздушно-сухих — 0.85. Таким образом, изменение теплопроводности торфо-песчаных смесей при изменении долевого содержания торфа и песка в смеси можно формально объяснить изменением плотности образцов.

Можно предположить, что помимо неравномерных изменений плотности образцов при по-

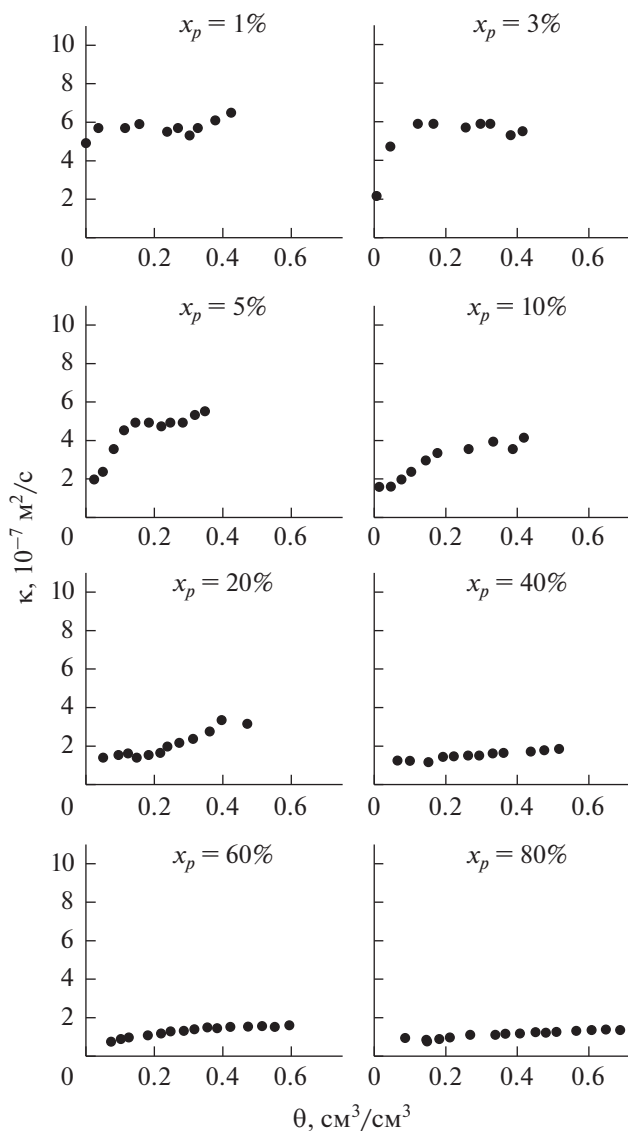


Рис. 3. Зависимости теплопроводности (κ) от влажности (θ) для торфо-песчаных смесей с различным содержанием торфа (x_p).

степенном переходе от песка к торфу есть еще одна причина формирования нелинейной зависимости температуропроводности торфо-песчаных смесей от содержания торфа. На наш взгляд, ключевую роль играет разница в размерах песчаных и торфяных частиц, а также разница в их плотности. Плотность торфяных частиц в 1.5–2 раза меньше, чем плотность зерен песка, поэтому одно и то же по массе количество торфа и песка будет отличаться по объему примерно в 1.5–2 раза. Общий объем добавленного торфа будет больше, чем объем песка той же массы. Кроме того, в использованных торфе и песке торфяные частицы существенно меньше песчаных зерен [10]. Оба эти фактора приводят к тому, что при добавлении 1% торфа в песок получается значительное количество торфяных частиц, распределенных в песчаной толще (рис. 5а). При этом транспортные свойства полученной смеси по отношению к потоку тепла оказываются существенно отличными от свойств песка. В случае добавления 1% песка в торф картина иная: по торфяной толще разбросаны единичные крупные зерна песка (рис. 5б), которые не меняют транспортных свойств основной толщи. Поэтому температуропроводность торфо-песчаных смесей с небольшим содержанием песка практически не отличается от температуропроводности торфа.

Увеличение содержания зерен песка в толще торфа почти не влияет на температуропроводность в широком диапазоне значений x_p , вплоть до $x_p = 40\%$. Вблизи этого значения наблюдается порог, после которого дальнейшее добавление песка и соответствующее уменьшение долевого содержания торфа приводят к заметному возрастанию температуропроводности. Можно предположить, что при увеличении содержания песка до 30–40% в торфяной толще начинают формироваться непрерывные минеральные цепочки, которые могут служить путями быстрого переноса тепла. Добавление большего количества песка приводит к росту сети таких цепочек, и, по-видимому, начиная с 60% весового содержания песка ($x_p = 40\%$) формируется субстрат, температуропроводность которого быстро растет по мере уменьшения количества и толщины торфяных теплоизолирующих прослоек между минеральными зернами.

Сходный эффект малого влияния небольших добавок песка в торфяной материал на свойства полученной смеси отмечался в работах [17, 18]. Исследования кривой водоудерживания и доступности кислорода корням растений продемонстрировали, что оба эти показателя зависят от долевого содержания торфа и песка нелинейным образом. Как и в наших экспериментах, порог наблюдался при весовом соотношении песка к торфу около 6 : 40. При содержании торфа менее 40%

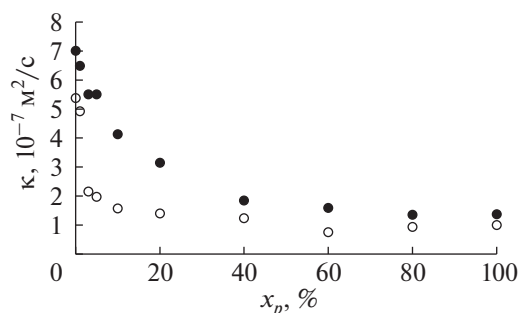


Рис. 4. Температуропроводность (κ) капиллярно-увлажненных (черные символы) и воздушно-сухих (белые символы) образцов при различном содержании торфа (x_p) в торфо-песчаных смесях.

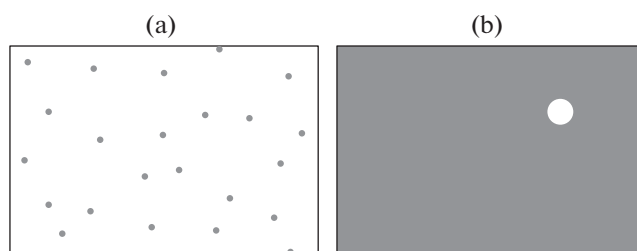


Рис. 5. Схема расположения торфяных частиц в песке (а) и песчаных зерен в торфе (б) при весовом содержании добавки 1%.

кривые водоудерживания и доступность кислорода корням растений существенно менялись в зависимости от долей торфа и песка в смеси. Наоборот, в диапазоне содержаний торфа 40–100% изменения были минимальны. Возможно, эти эффекты тоже имеют отношение к наличию либо отсутствию сети сплошных песчаных цепочек в торфяном материале и соответствующим изменениям структуры порового пространства.

Насколько значимы полученные расхождения в температуропроводности торфо-песчаных смесей для температурного режима почв или почвенных конструкций? Можно предположить, что расхождения в температурном режиме конструкций с разным долевым содержанием торфа и песка могут быть весьма существенными. Для того, чтобы получить количественную оценку таких потенциальных расхождений, можно использовать первый закон Фурье для температурных волн в почвах. Этот закон утверждает, что глубина затухания суточной температурной волны в почве пропорциональна квадратному корню из температуропроводности приповерхностного горизонта [12]. Это значит, что при одинаковой суточной амплитуде колебаний температуры на поверхности торфо-песчаного горизонта глубина, на которой эта амплитуда уменьшится в 2.71 раза, будет разной для смесей с разным долевым содержанием

торфа и песка и, соответственно, разной температуропроводностью. Например, при влажности $0.18 \text{ см}^3/\text{см}^3$ температуропроводность смесей с долевым содержанием торфа 5, 10 и 20% составляет 4.92, 3.34 и $1.53 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. С помощью первого закона Фурье легко подсчитать, что глубины затухания температурной волны в таких смесях соотносятся примерно как 22 : 18 : 12. Так же будут соотноситься глубины проникновения нулевой изотермы при заморозках.

Влияние расхождений в температуропроводности почвенных горизонтов на температурный режим пахотных почв подробно обсуждается в работе [3]. Полевые исследования латерального распределения температуры в комплексном почвенном покрове показали, что даже небольшие расхождения в температуропроводности подпахотных горизонтов сопряженных почв приводят к существенным различиям в температурном режиме разных участков почвенного комплекса, в том числе в глубине зимнего промерзания. Это значит, что при внесении разных доз торфа в песчаные почвы можно получать различные температурные режимы даже на соседних участках с одинаковыми условиями на поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температуропроводность песка в несколько раз выше температуропроводности торфа. При смешивании в различных долевых соотношениях столь различных по своим свойствам субстратов возникают нелинейные эффекты: чувствительность температуропроводности песка к добавлению торфа выше, чем чувствительность торфа к добавлению песка. Небольшое количество песка, добавленное в торфяной субстрат, практически не увеличивает его способность прогреваться. При этом то же количество по весу торфа, будучи добавленным в песок, существенно снижает температуропроводность исходного субстрата.

Для получения значимого увеличения температуропроводности торфяного субстрата необходимо внести в него не менее 60% песка. Поэтому при смешанном песковании торфяных почв следует иметь в виду, что для изменения их температурного режима количество песка в смешанном слое должно быть более 60% по весу; при долевом содержании песка ниже 60% способность почв прогреваться остается неизменной и от содержания песка в смеси практически не зависит. Наоборот, внесение даже небольших добавок торфа в песок может приводить к существенному снижению температуропроводности смеси. Поэтому при внесении торфа в песчаную почву следует учитывать возможные изменения температурного режима, которые будут различными при разном количестве внесенного торфа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 19-29-05252.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская Т.А.* Параметры зависимости температуропроводности минеральных почв от влажности для различных текстурных классов // Почвоведение. 2020. № 1. С. 44–55. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20010037>
2. *Архангельская Т.А.* Температуропроводность серых лесных почв Владимирского ополья // Почвоведение. 2004. № 3. С. 332–342.
3. *Архангельская Т.А., Губер А.К., Мазиров М.А., Прохоров М.В.* Температурный режим комплексного почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2005. № 7. С. 832–843.
4. *Зайдельман Ф.Р., Батраков А.С., Шваров А.П.* Изменение физических свойств осушенных торфяных почв после внесения песка разными способами // Почвоведение. 2005. № 2. С. 218–231.
5. *Зайдельман Ф.Р., Шваров А.П., Банников М.В., Павлова Е.Б.* Влияние разных способов внесения песка в осушенные торфяные почвы на их гидротермический режим // Почвоведение. 1995. № 8. С. 969–976.
6. *Казакевич П.П.* Мелиоративная вспашка торфяников и обоснование основных параметров двухъярусного плуга // Proc. of the National Acad. of Sci. of Belarus, agrarian series. 2019. V. 57(4). P. 470–480.
7. *Козут Б.М., Большаков В.А., Фрид А.С., Краснова Н.М., Бродский Е.С., Кулешов В.И.* Аналитическое обеспечение мониторинга гумусового состояния почв. М.: Изд-во РАСХН, 1993. 73 с.
8. *Куликов Я.К., Гаевский Е.Е.* Торфование и землевание почв как научное направление в биоорганическом земледелии // Экологическая культура и охрана окружающей среды. Мат-лы междунар. науч.-пр. конф. Витебск, 2013. С. 270–273.
9. *Сологуб Н.С.* Торфование легких почв как способ защиты их от деградации // Актуальные проблемы экологии. Мат-лы VII междунар. науч.-пр. конф. Гродно, 2012. С. 162.
10. *Сусленкова М.М.* Структурно-функциональная организация модельных конструкторов разного строения в условиях г. Москвы. Дис. канд. ... биол. наук. М., 2019. 147 с.
11. *Сусленкова М.М., Умарова А.Б., Бутылкина М.А.* Микроструктура почв разного генезиса и ее трансформация в составе конструкторов в условиях г. Москвы // Почвоведение. 2018. № 10. С. 1265–1273. <https://doi.org/10.1134/S0032180X1810012X>

12. Теории и методы физики почв / Под ред. Шеина Е.В., Карпачевского Л.О. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
13. Якобчук Л.И., Еремина Д.В., Еремин М.Д. Создание искусственного почвогрунта с использованием оптимизационной модели плодородия черноземных почв // АПК России. 2017. Т. 24. № 2. С. 360–365.
14. Arkhangelskaya T.A., Gvozdkova A.A. Thermal diffusivity of peat-sand mixtures at different water contents // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2019. V. 368. P. 012005.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012005>
15. Parikh R.J., Havens J.A., Scott H.D. Thermal diffusivity and conductivity of moist porous media // Soil Sci. Soc. Am. J. 1979. V. 43. P. 1050–1052.
16. Schumacher B.A. Methods for the determination of total organic carbon (toc) in soils and sediments. Las Vegas: Ecological Risk Assessment Support Center, 2002. 26 p.
17. Walczak R., Rovdan E., Witkowska-Walczak B. Water retention characteristics of peat and sand mixtures // Int. Agrophys. 2002. V. 16. P. 161–165.
18. Witkowska-Walczak B., Bieganski A., Rovdan E. Water-air properties in peat, sand and their mixtures // Int. Agrophys. 2002. V. 16. P. 313–318.
19. Zhao Y., Si B. Thermal properties of sandy and peat soils under unfrozen and frozen conditions // Soil Till. Res. 2019. V. 189. P. 64–72.

Thermal Diffusivity of Peat-Sand Mixtures with Different Peat and Sand Contents

T. A. Arkhangelskaya^{1, *} and E. V. Telyatnikova¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: arhangelskaia@gmail.com

The thermal diffusivity of screened quarry sand with a predominance of a fraction of 0.05–0.25 mm, lowland packed peat, and their mixtures was studied. Sand was mixed with peat in various proportions; the content of peat in mixtures ranged from 1 to 80% by dry weight. Metal cylinders 10 cm high and 3.8 cm in diameter were filled with sand, peat, and peat-sand mixtures. The thermal diffusivity was measured in the laboratory using the unsteady-state method with a working temperature range of 20–26°C. The heating rate of the packed samples was measured after the samples were placed in a liquid thermostat with a constant water temperature. For each sample, a series of measurements was carried out with a step-by-step change in water content from the maximum one after capillary saturation of the sample to the minimum one, corresponding to the air-dry state. The thermal diffusivity vs. water content dependence was almost linear for peat, and for sand it was a curve with a maximum. The lowest thermal diffusivity was obtained for peat and mixtures with low sand contents; the highest one — for pure sand. Within the studied range of water contents, the thermal diffusivity of different samples changed by a factor of 1.3–2.8. The non-linear character of the thermal diffusivity vs. peat content dependence was discovered. Small additions of peat to sand resulted in a noticeable decrease in the thermal diffusivity of the mixture; small additions of sand to peat had practically no effect on thermal diffusivity. The thermal diffusivity of the studied substrates increased with increasing sample bulk density and sand content; decreased with increasing organic matter content.

Keywords: sanding, peating, soil constructions, the unsteady-state method

УДК 631.421.1

ВЛИЯНИЕ ВЛАЖНОСТИ НА ЭМИССИЮ CO₂ ИЗ ПОЧВ БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКОВ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2023 г. Г. В. Матышак^а, С. В. Чуванов^{б, *}, О. Ю. Гончарова^а, В. А. Трифонова^а, М. В. Тимофеева^б, А. В. Исаева^а, М. О. Тархов^а

^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^бПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

*e-mail: stas.chuванov@gmail.com

Поступила в редакцию 11.06.2022 г.

После доработки 06.12.2022 г.

Принята к публикации 06.12.2022 г.

Изучено влияние влажности торфяных почв, развивающихся в условиях прерывистой криолитозоны севера Западной Сибири (Надымский район, ЯНАО), на эмиссию CO₂. Эмиссию CO₂ почвами плоскобугристых торфяников и окружающих их ложбин исследовали ежегодно в августе в течение 4 лет в полевых условиях методом закрытых камер. Несмотря на существенную разницу во влажности почв, в среднем 34.8 ± 13.2 на плоскобугристом торфянике и $56.2 \pm 2.1\%$ в ложбине, достоверных отличий эмиссии CO₂ между этими экосистемами не обнаружено ни в один из годов наблюдений, в среднем 199.1 ± 90.1 и 182.1 ± 85.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ соответственно. Экспериментальное увлажнение или осушение, более чем в 2 раза, участков торфяных почв методом трансплантации не оказало достоверного влияния на эмиссию CO₂ даже спустя 3 года после начала эксперимента. Отсутствие достоверных различий эмиссии CO₂ между значительно отличающимися по влажности экосистемами и экспериментами объясняется наличием многолетнемерзлых пород и действием большого количества разнонаправленных факторов, нивелирующих возможные изменения в продукции CO₂ почвами. Повышенная эмиссия CO₂ из почв ложбин возможна за счет дополнительного вклада метанотрофного фильтра, а также латерального стока растворенного CO₂ по поверхности мерзлоты с плоскобугристых торфяников, окружающих ложбины. Отсутствие отклика эмиссии CO₂ на значительное изменение влажности может говорить о широком оптимуме этого параметра для микробиологической активности в торфяных почвах региона исследований. Полученные данные свидетельствуют, что при исследовании криогенных почв заболоченных ландшафтов необходимо, помимо собственно биогенных источников, учитывать дополнительные факторы, часто физического характера, меняющие баланс потоков и эмиссию CO₂.

Ключевые слова: многолетнемерзлые породы, климатические изменения, торфяные почвы (Cryic Histosol, Fibric Histosol), почвенное дыхание, влажность почв

DOI: 10.31857/S0032180X22600810, **EDN:** HNXDLT

ВВЕДЕНИЕ

В настоящий момент установленным фактом являются активно идущие процессы изменения климата, последствия которого наблюдаются во многих регионах [46]. Наиболее ощутимы они в условиях Крайнего Севера, в первую очередь за счет активизации таяния многолетнемерзлых пород (ММП) [27, 37]. Деградация ММП приводит к значительному изменению условий функционирования почв и сдвигу углеродного баланса экосистем в целом [40, 42]. Разнообразные климатические модели показывают, что Арктика, вследствие повышения температуры, может превратиться из поглотителя в источник углерода за счет активизации разложения органического вещества почв, а также вовлечения законсервиро-

ванного органического вещества из оттаивающих слоев многолетней мерзлоты [26, 39]. Тем не менее, существует большое количество неопределенностей в оценке масштабов и направленности изменений из-за все еще слабоизученных механизмов отклика различных параметров экосистем на потепление.

До недавнего времени влияние глобального потепления на углеродный цикл экосистем Севера рассматривалось, в первую очередь с точки зрения повышения температуры воздуха и почв [40]. Однако очевидно, что в условиях меняющийся климатической обстановки, помимо повышения температуры почв, следует ожидать и увеличения или уменьшения их влажности, как за счет изменения количества осадков, так и за счет дегра-

ции многолетнемерзлых пород [30]. Оттаивание ММП, часто содержащих значительное количества льда и играющих роль динамичного водопора, может вызвать смещение уровня грунтовых вод в пределах экосистем, что в свою очередь может привести к значительным разнонаправленным изменениям во влажности почвы. При отсутствии стока влажность почв может существенно увеличиться, тогда как в случае хорошего дренирования ландшафта вероятно уменьшение влажности почв. Показано, что потепление во внутренних районах Аляски привело, помимо увеличения вегетационного периода растений и уменьшения снежного покрова, к деградации мерзлоты [24, 32]. В результате произошло значительное сокращение площадей болот, так как прямым следствием опускания кровли мерзлоты на данной территории явилось улучшение условий дренирования. Напротив, в других регионах Аляски оттаивание мерзлоты в замкнутых экосистемах привело к переувлажнению и образованию новых болот [19]. Наблюдаемые процессы в результате таяния мерзлоты могут приводить к различным тенденциям развития экосистем даже в пределах одной территории. На хорошо дренируемых участках может начаться активный процесс минерализации органического вещества, в ходе которого высвобождается дополнительный CO₂ в атмосферу [35]. Переувлажнение, наоборот, снижает эмиссию CO₂ и стимулирует выделение метана. Оба процесса могут усилить парниковый эффект [19, 35]. В ряде работ показано, что изменение влажности почв может оказывать даже больший эффект на минерализацию органического вещества, чем повышение температуры [20, 24, 30, 44]. Тем не менее, влиянию влажности на эмиссию CO₂ почв Севера уделено недостаточно внимания, что не позволяет с точностью ответить на вопрос, как изменение влажности почв повлияет на эмиссию парниковых газов и минерализацию органического вещества почв Севера в целом.

Цель работы – изучение динамики свойств почв Севера при изменении режима их увлажнения, которое может происходить в результате деградации или аградации многолетнемерзлых пород. В задачи входило изучение на основе комплекса полевых экспериментов влияния влажности торфяных почв прерывистой криолитозоны севера Западной Сибири на эмиссию и продукцию CO₂.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований расположен на севере Западной Сибири (ЯНАО, Надымский район) на границе северной тайги и лесотундры в пределах третьей озерно-аллювиальной равнины р. Надым. Особенностью территории является наличие ММП, приуроченных к массивам торфяников. Почвообразующие породы представлены

преимущественно песчаными и супесчаными отложениями [13].

Автоморфные позиции заняты лесными экосистемами с преобладанием сосняков-зеленомошников, ММП в настоящий момент отсутствуют. Почвенный покров представлен комплексом подзолов и подбуров, формирующихся в пределах остаточно-полигональной палеокриогенной сети [2].

В гидроморфных условиях наибольшую площадь занимают торфяно-болотные комплексы, состоящие из экосистем верховых олиготрофных болот (заболоченные ложбины стока и термокарстовые депрессии) и мерзлых бугристых торфяников с ММП на глубинах до 1 м. Растительный покров представлен осоково-сфагновыми ассоциациями в условиях верховых болот и кустарничково-лишайниковыми ассоциациями в пределах массивов бугристых торфяников [14]. На современном этапе важную роль в динамике ландшафтов данного типа играют криогенные процессы, формируя различные типы микро- и мезорельефа. Одной из наиболее характерной криогенной формой мезорельефа являются плоскобугристые торфяники, представляющие собой обширные платообразные повышения над общим уровнем окружающих болот высотой до 3 м и площадью от десятков до сотен квадратных метров. Бугристые торфяники – динамичное образование, их эволюция состоит из нескольких стадий, каждую из которых можно встретить на исследуемой территории [15]. На первом этапе они начинают свое формирование из собственно экосистемы олиготрофного болота, приподнимаясь над общим уровнем под влиянием криогенного пучения. Рост может быть интенсивным, в отдельные годы достигая 0.3 м и более [3]. При продолжающемся многолетнем пучении происходит дальнейший рост бугристого торфяника вплоть до развития почв в полугидроморфных и даже автоморфных условиях. В дальнейшем возможна деградация бугристых торфяников, их разрушение и возвращение почв вновь в гидроморфную стадию развития [11].

Таким образом, почвенный покров торфяно-болотного комплекса подвержен цикличности развития, обусловленной активным влиянием криогенных процессов. Это привносит существенную неоднородность в структуру почвенного покрова, свойства почв и условия их развития. На небольшом по площади участке можно встретить почвы, развивающиеся в совершенно разных условиях увлажнения и температурного режима. Наиболее распространенными являются разновидности органогенных и криотурбированных типов почв: торфяных олиготрофных (Fibric Histosol), торфяных олиготрофных деструктивных (Cryic Histosol), торфяно-криоземов (Histic

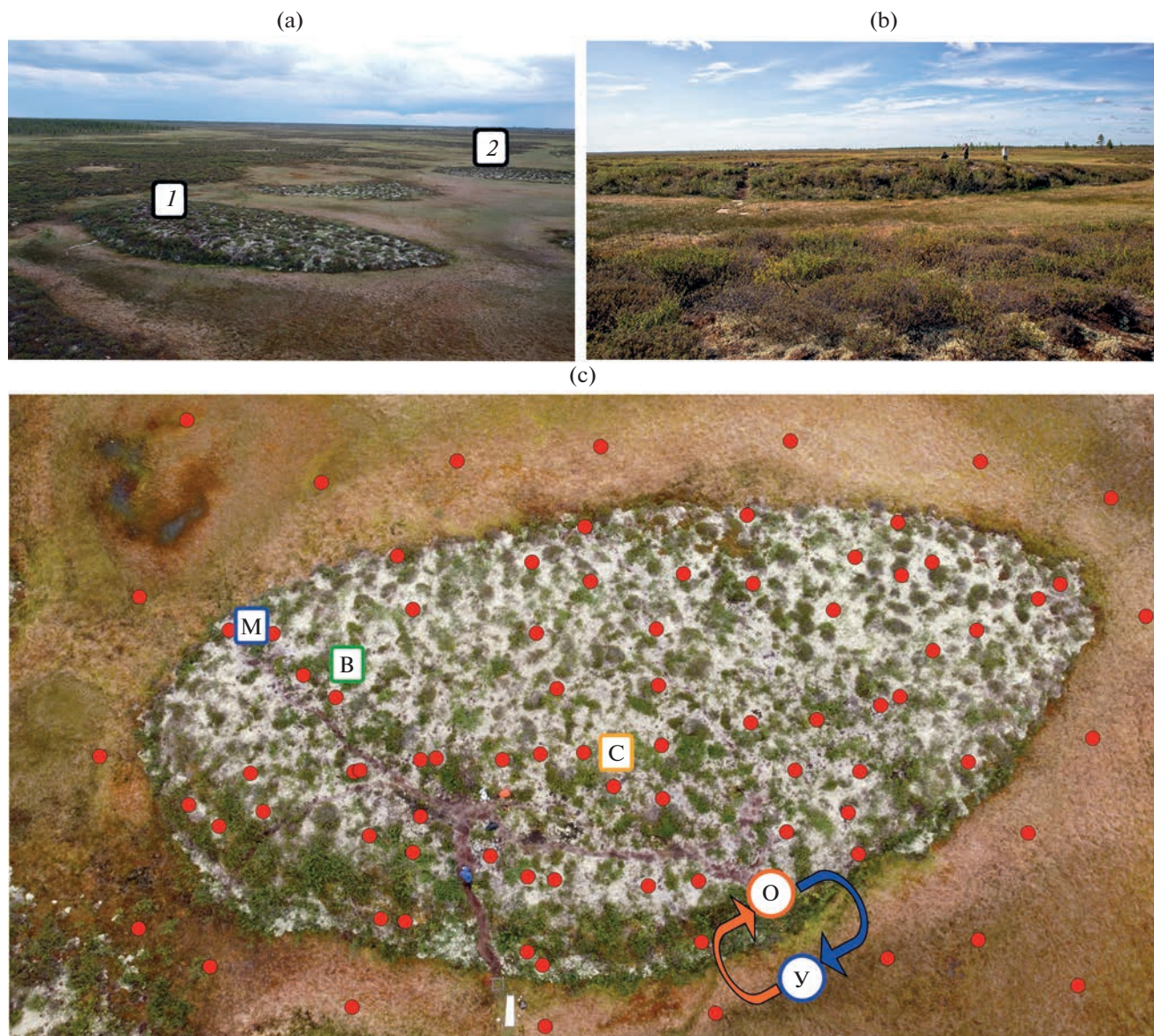


Рис. 1. Торфяно-болотный комплекс, состоящий из бугристых торфяников и ложбин между ними. Вид сверху (а) на торфяники БТ1 (1) и БТ2 (2), вид сбоку бугристого торфяника БТ1 (б). Схема экспериментальных участков торфяника БТ1 (с): С – сухой, В – влажный, М – мокрый; О – осушение, У – увлажнение. Маркером (●) обозначены точки опробования.

Cryosol). На наиболее старых, деградирующих буграх можно встретить почвы альфегумусового отдела: торфяно-подбуры (Entic Podzol) и торфяно-подзолы (Albic Podzol) [18].

Свойства почв изучены на двух близкорасположенных бугристых торфяниках и в ложбине между ними (рис. 1). Первый бугристый торфяник БТ1 (65°18'52.0" N, 72°52'32.5" E) овальной формы и площадью около 400–600 м² с крутыми склонами северной и пологими склонами южной экспозиции возвышался над уровнем окружающих ложбин на 1–2 м. На мелкокочковатой поверхности развит растительный покров, состоя-

щий из лишайников и мхов между кочками (*Cladonia rangiferina*, *C. stellaris* и др., *Sphagnum magellanicum*, *S. fuscum* и др.) и кустарничков на микроповышениях (кочках) высотой 0.2–0.3 м (*Betula nana*, *Rubus chamaemorus*, *Rhododendron tomentosum*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium myrtillus*). Отмечены оголенные пятна торфа небольшой площади без растительного покрова. ММП в пределах 0.7 м. Мощность торфа варьировала в пределах 0.3–0.7 м. Почвенный покров представлен сложным комплексом торфяно-криозема (Histic Cryosol), торфяной олиготрофной типичной (Fibric Histosol) и торфяной олиготрофной деструктивной почв (Cryic Histosol).

Второй бугристый торфяник БТ2 (65°18'48.6" N, 72°52'29.7" E) имел округлую форму площадью 200–300 м², возвышаясь над уровнем ложбины на 1–1.5 м с пологими, постепенно переходящими в ложбину склонами. Растительный покров идентичен развитому на БТ1, ММП в пределах 0.5 м. Мощность торфа варьировала в пределах 0.3–0.5 м. Характерные почвы – торфяно-криозем (Histic Cryosol) и торфяная олиготрофная типичная (Fibric Histosol).

Ложбины представляют собой вытянутые переувлажненные депрессии между плоскобугристыми торфяниками. На исследуемой части ложбины открытой воды не наблюдалось, уровень болотных вод 0.1–0.15 м. Растительность представлена преимущественно мхами видов *Sphagnum fuscum* и травянистой растительностью семейства Сурегасеae – *Eriophorum vaginatum*, *Carex* sp. В пределах 2 м ММП не обнаружены. Почвенный покров однороден и представлен торфяной олиготрофной типичной (Fibric Histosol) почвой с мощностью торфа 0.5 м и более.

В качестве основных экспериментальных объектов выбрали участки ложбины стока с торфяной олиготрофной типичной почвой (Fibric Histosol) и бугристого торфяника с торфяной олиготрофной деструктивной почвой (Cryic Histosol) [45]. Выбор объектов обусловлен максимальной схожестью температур почв при их максимальном отличии во влажности.

Торфяная олиготрофная типичная почва. ТО – 0–5 см. Сфагновый очес с включением небольшого количества остатков осок; ТО1 – 5–10 см. Желто-коричневый, слаборазложенный сфагновый торф, сильноволокнистый, мокрый; с 10 см уровень болотных вод.

Торфяная олиготрофная деструктивная почва. ТОmd – 0–3 см, буро-коричневый торф, сухой, сильноразложенный, рыхлый, бесструктурный, граница карманная, переход по плотности и по структуре заметный; ТО1 – 3–30 см, буровато-коричневый, влажный, среднеразложенный, растительные остатки плохо различимы, корней мало, слоистый, плотный, переход заметный по окраске и степени разложения, граница волнистая; ТО2 – 30–60 см, темно-коричневый, мажущий, с включениями остатков березы, сильно выражена слоистость, плотнее предыдущего горизонта, неоднородный, состоит из плотных слоев торфа преимущественно сфагнового (*Sphagnum magellanicum*) ботанического состава; ММП с 60 см.

Глубину протаивания определяли методом зондирования щупом по ГОСТ 26262-2014. Объемную влажность почв в слое 0–20 см исследовали с использованием полевого влагомера FieldScout 100 (Spectrum, США) на основе диэлектрической проницаемости почв (time-domain reflectometry, TDR). Динамику объемной влажности изучали в

слое 0–10 см с помощью датчиков и логгеров влажности WatchDog 1000 Series (Spectrum, США). Температуру почвы в слое 0–10 см определяли при помощи термозондов HANNA HI 98509. Дыхание почв является одним из важных интегральных показателей их биологической активности и выражается через величину эмиссии CO₂ [16]. Эмиссию CO₂ измеряли методом закрытых камер [16]. Непрозрачные камеры объемом 850 мл и диаметром 10 см с герметичным клапаном для отбора проб, устанавливали на предварительно вкопанные пластиковые основания с желобом. Желоб заливали водой, обеспечивая герметичность пробоотбора (водяной замок). Растительный покров под камерами удаляли. Высота камер от поверхности почвы составляла 10–12 см, ее учитывали в каждом эксперименте. Газовые пробы CO₂ объемом 10–20 мл отбирали из камер в начальный момент времени и через 10–20 мин. Перед каждым отбором газовой пробы воздух в камере перемешивали несколькими движениями поршня шприца. Концентрацию CO₂ в пробе определяли с помощью газового анализатора с инфракрасным датчиком LI-830 (LI-COR, США). Пробы для определения эмиссии CH₄ отбирали из камер аналогично пробам для анализа CO₂, за исключением продолжительности экспозиции камер. В большинстве случаев она составляла 60 мин, как наиболее распространенное время экспозиции на схожих объектах в условиях Севера с низкой продуктивностью метаногенеза [7, 19, 27]. Затем пробы воздуха перекачивали в герметичные емкости с солевым затвором для транспортировки и анализа концентрации CH₄ в лаборатории. Концентрацию определяли на газовом хроматографе Кристаллюкс 4000М. Эмиссию CO₂ и CH₄ рассчитывали по формуле [5]:

$$F = \frac{PMV\Delta C}{\Delta tRS\Delta T}.$$

где P – атмосферное давление, Па; M – молярная масса газа, кг/моль; V – общий объем газовой фазы, м³; ΔC – изменение концентрации газа в камере, ppm; Δt – время экспозиции камеры, ч; R – газовая постоянная, 8.31 Дж/моль К⁻¹; S – площадь основания, м²; ΔT – изменение температуры в камере, К. Результаты выражали в мг CO₂ или CH₄ м⁻² ч⁻¹.

Концентрацию CO₂ и CH₄ в почвенных растворах и в болотной воде определяли методом равновесного насыщения паровой фазы [23]. Метод заключается в уравнивании газа из проб воды с атмосферным воздухом и последующим измерением концентрации газа. Отбор болотной воды проводили с разных глубин (0, 25 и 50 см). Количество растворенного CO₂ рассчитывали с учетом объемов газовой, жидкой фазы в пробоотборнике, температуры воды.

Исследование пространственной variability параметров функционирования почв. В августе 2018 г. на плоскобугристых торфяниках БТ1 и БТ2, а также ложбинах между ними по регулярно-случайной сетке с шагом 1–2 м оценивали пространственную variability глубины протаивания, температуры, влажности почвы, эмиссии CO_2 в тридцатикратной повторности для каждого параметра.

Исследования дыхания почв на участках однотипных почв с отличающейся влажностью. На основании проведенных измерений на плоскобугристом торфянике БТ1 выделили 3 однотипных по растительному и почвенному покрову экспериментальных участка с резко отличающейся влажностью, но схожей температурой почв. Участки названы: сухой (С), влажный (В) и мокрый (М), в зависимости от величины объемной влажности почвы. На каждом из них в четырехкратной повторности в августе 2018–2021 г. 1–2 раза в день в течение 5–7 дней оценивали эмиссию CO_2 , а также температуру и влажность почв.

Исследование влияния влажности на дыхание почв методом трансплантации. Для исследования влияния изменения влажности (увлажнения/иссушения) на эмиссию CO_2 торфяных почв на БТ1 организован манипуляционный эксперимент “Трансплантация”. Метод заключался в переносе ненарушенных участков торфяной почвы большого объема из одних условий функционирования в другие, схожие по температуре, но резко отличающиеся по влажности.

Верхнюю часть (20 см) торфяной олиготрофной деструктивной почвы бугристого торфяника, с низкой влажностью помещали в перфорированную ПВХ емкость объемом 0.04 м^3 и переносили на предварительно подготовленный участок в переувлажненной ложбине, в условия, максимально отличающиеся по влажности, но схожие по температуре – вариант увлажнения (У). Аналогичным образом верхнюю часть влажной торфяной олиготрофной почвы из ложбины перемещали на сухой участок торфяника – вариант осушения (О). Для наблюдения за динамикой показателей трансплантированных почв организовали контрольные участки в местах отбора почв. Все экспериментальные и контрольные участки исследовали в 3–5-кратной повторности. В августе 2018–2021 гг. в течение 7–12 дней на каждом из участков ежедневно измеряли эмиссию CO_2 , а также температуру и влажность почв.

Статистическая обработка данных. Достоверность различий (при уровне значимости $p < 0.05$) оценивали методами однофакторного дисперсионного анализа (one-way ANOVA) и множественного регрессионного анализа (Multiple Linear Regression, MLR) в программе StatSoft Statistica 12.

Коэффициент вариации (КВ) оценивали по формуле [7]:

$$\text{КВ} = \frac{\sigma}{\mu} \times 100\%,$$

где σ – стандартное отклонение, μ – среднее арифметическое значение.

Карты пространственного распределения температуры, влажности, глубины протаивания и эмиссии CO_2 почв торфяника БТ1 составляли при помощи интерполяции методом кригинга (Kriging) в программе GoldenSoftware Surfer 20.

В тексте и на графиках приведены средние значения $\pm$ стандартное отклонение.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая характеристика параметров функционирования экосистем торфяно-болотного комплекса. Торфяные олиготрофные почвы ложбин, развиваются в настоящий момент в гидроморфных условиях без влияния глубоко расположенных ММП. За весь период наблюдений глубина протаивания почв превышала 2 м, температура почв составляла в среднем $14.6 \pm 2.4^\circ\text{C}$ и варьировала в зависимости от года наблюдений от 11.1 ± 1.0 до $16.1 \pm 1.7^\circ\text{C}$. Влажность почвы принимала высокие значения $56.2 \pm 2.1\%$, слабо варьируя по годам от 54.6 ± 0.8 до $58.8 \pm 1.2\%$ (рис. 2).

Оба исследованных бугристых торфяника (БТ1 и БТ2) характеризовались схожим морфологическим обликом, размерами и растительным покровом. Почвы торфяников существенно отличались по влажности от почв ложбины, в среднем для почв обоих торфяников влажность принимала значения $34.8 \pm 13.2\%$ (для почв торфяника БТ1 $32.2 \pm 13.7\%$, для почв БТ2 $39.9 \pm 10.1\%$). Глубина залегания ММП, незначительно различаясь между торфяниками (различие средних 0.22 м), располагалась в среднем на $0.71 \pm 0.28 \text{ м}$. Почвы торфяников имели схожую температуру, составляющую в среднем $7.6 \pm 2.9^\circ\text{C}$. Таким образом, параметры исследованных бугристых торфяников имеют схожие значения, поэтому для детальных исследований и экспериментальных работ был выбран торфяник БТ1.

При детальном рассмотрении установлено, что глубина протаивания почв в пределах торфяника БТ1 в среднем составила $0.66 \pm 0.25 \text{ м}$, принимая минимальные значения в его верхней части, а максимальные в краевой части. Многолетние наблюдения за температурой почвы на этом торфянике показали, что в среднем она составляла $8.4 \pm 2.7^\circ\text{C}$, варьируя в зависимости от года наблюдений от 6.8 ± 2.6 до $10.0 \pm 2.5^\circ\text{C}$. В 2021 г. минимальные значения температуры почвы (2.2°C) были приурочены к пологой верхней части торфяника, затем температура почвы быстро повы-

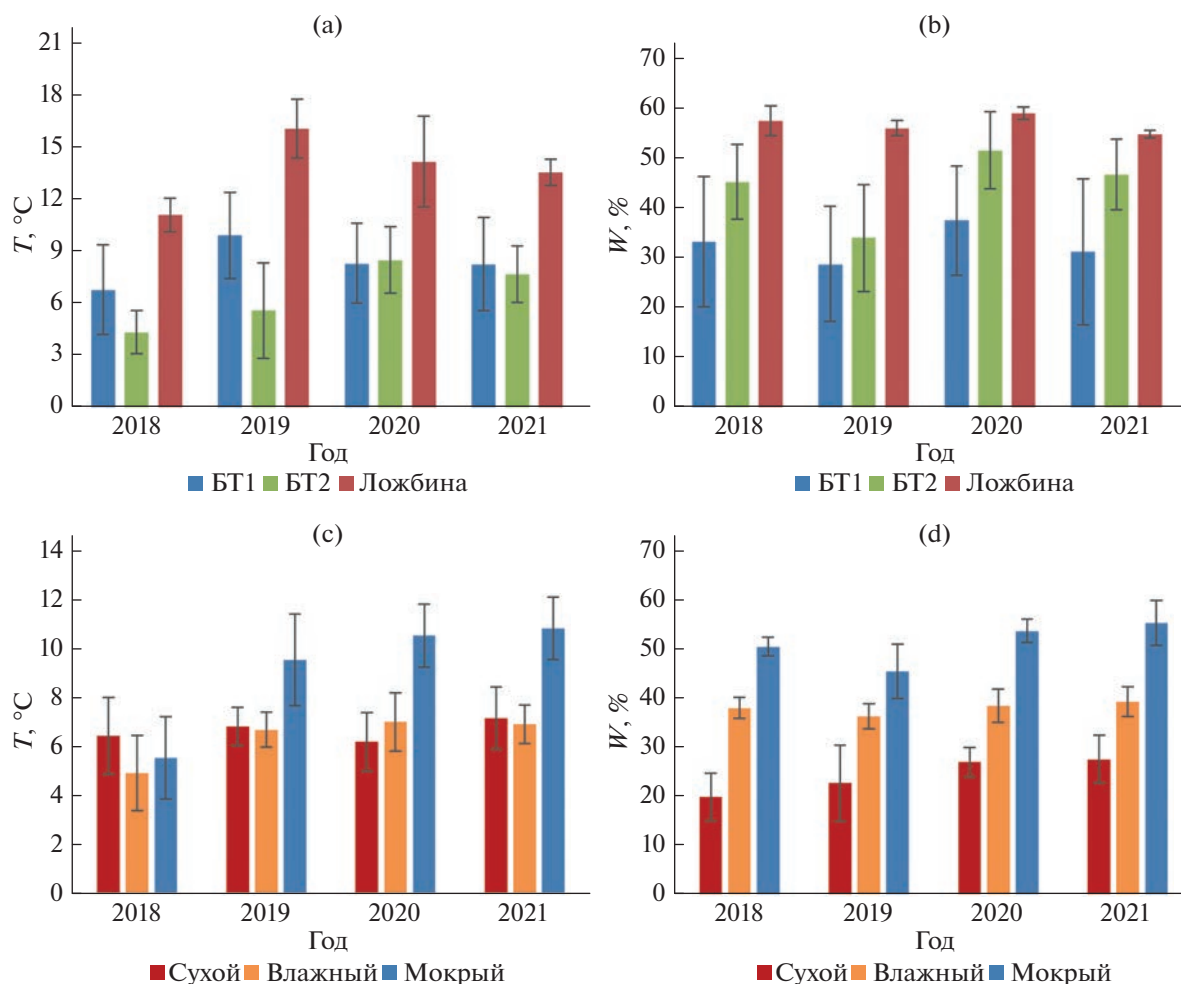


Рис. 2. Средние значения температуры (а) и влажности (б) почв торфяников (BT1 и BT2) и ложбины в зависимости от года наблюдений. Температура (с) и влажность (д) почв экспериментальных участков торфяника BT1 в зависимости от года наблюдений.

шалась на склонах и на переходе к ложбине достигала максимальных значений (16.2°C). В целом, заметна приуроченность минимальной температуры почвы и глубины протаивания к его северной пологой части (рис. 3).

Влажность почв составляла в среднем $32.2 \pm 13.2\%$, варьируя в зависимости от года наблюдений от 28.7 ± 11.4 до $37.4 \pm 10.9\%$. Наиболее сухой оказалась верхняя центральная часть торфяника с влажностью 15–25% и ниже, по мере приближения к ложбине влажность постепенно увеличивалась до максимальных значений (50–60%).

Дыхание почв различных экосистем торфяно-болотного комплекса. В среднем за весь период наблюдений эмиссия CO₂ почвами ложбины составила 199.1 ± 90.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹. При этом она сильно варьировала в зависимости от года наблюдений от 120.6 ± 46.1 до 230.6 ± 87.4 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ (рис. 4).

Дыхание почв обоих торфяников (BT1 и BT2) значительно не различалось за весь период на-

блюдений. Эмиссия CO₂ из почвы торфяника BT1 в среднем составляла 177.6 ± 79.4 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ и варьировала по годам от 146.1 ± 52.4 до 209.5 ± 96.7 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹. Эмиссия CO₂ из почвы торфяника BT2 в среднем составила 190.9 ± 94.8 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ и варьировала от 101.2 ± 45.0 до 211.5 ± 99.0 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹.

При детальном исследовании пространственного варьирования эмиссии CO₂ из почв торфяника BT1 установлено, что максимум эмиссии CO₂ ($200\text{--}270$ мг CO₂ м⁻² ч⁻¹) приурочен к центральной части торфяника, а также к краевой части торфяника на границе с ложбиной.

В гидроморфной экосистеме ложбины была измерена концентрация CO₂ и CH₄ по профилю торфяной олиготрофной почвы. Установлено, что концентрация CO₂ в профиле с глубиной увеличивается почти в 10 раз, составляя для глубины 0 см — $2.3 \pm 1.5\%$, 25 см — $14.2 \pm 5.6\%$, 50 см — $22.0 \pm 8.4\%$. Профильное распределение метана характеризу-

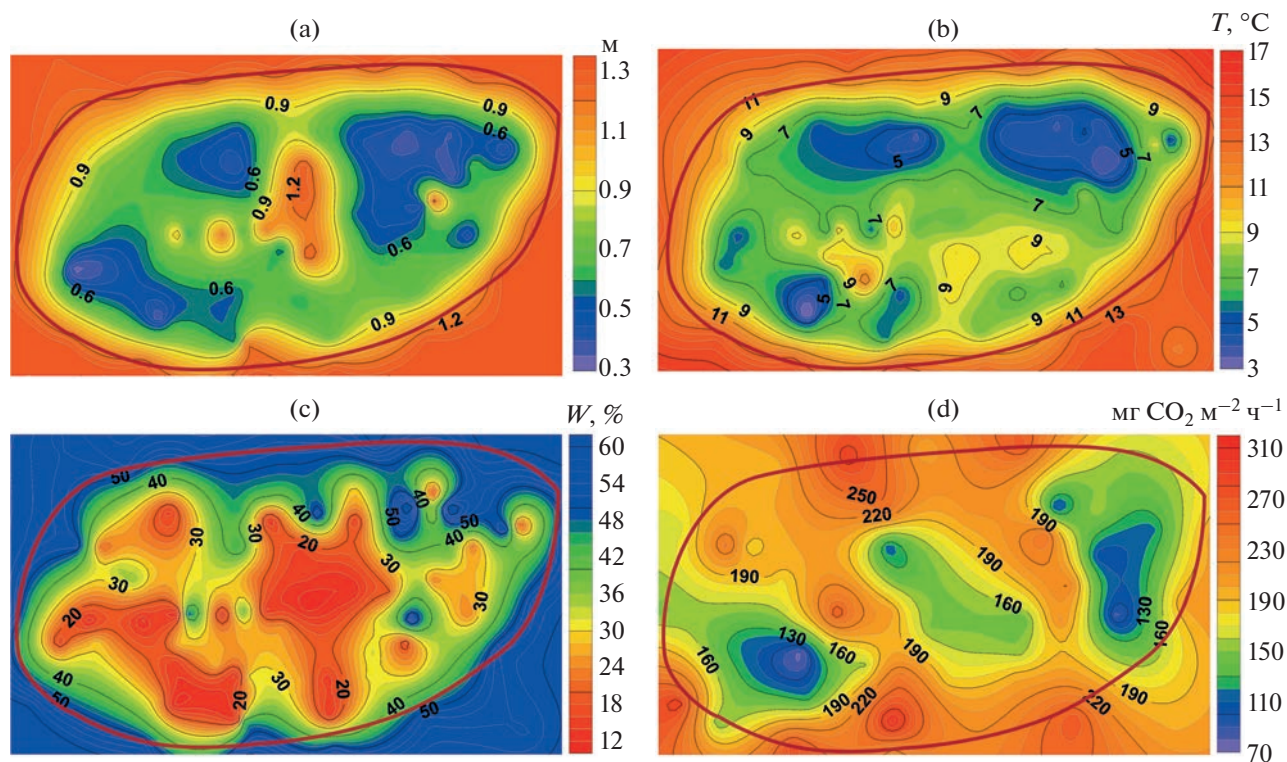


Рис. 3. Пространственное распределение глубины протаивания (а), температуры (б), влажности (с), эмиссии CO_2 (д) почвы торфяника БТ1 в 2021 г. (красным овалом обозначена граница плоскобугристого торфяника).

ется, существенно меньшими (более чем в 8 раз) концентрациями в приповерхностных горизонтах, чем в нижних слоях: 0 см — $0.5 \pm 0.3\%$, 25 см — $4.4 \pm 1.1\%$, 50 см — $4.5 \pm 1.1\%$. Эмиссия CH_4 при этом принимала невысокие значения ($2.0 \pm 1.5 \text{ мг } \text{CH}_4 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$).

Дыхание почв участков плоскобугристого торфяника БТ1 с разной влажностью. Влажность почв экспериментальных участков торфяника БТ1: сухой (С), влажный (В), мокрый (М) — достоверно отличалась друг от друга все годы исследований, незначительно варьируя по годам, и в среднем составляла 22.7 ± 6.9 , 38.9 ± 3.1 , $51.0 \pm 4.4\%$ соответственно. При этом температура почв экспериментальных участков в период наблюдений достоверно не отличалась и в среднем составляла $7.2 \pm 2.2^\circ\text{C}$. Это позволило оценить вклад именно влажности в эмиссию CO_2 почвами.

В среднем за весь период наблюдений эмиссия CO_2 составляла для почвы участка С — 158.2 ± 94.7 , участка В — 164.4 ± 85.8 , участка М — $159.7 \pm 57.3 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$.

В зависимости от года наблюдений средние значения эмиссии CO_2 почвы участка С варьировали от 99.9 ± 38.8 до $234.0 \pm 82.4 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$, участка В от 142.0 ± 30.9 до $220.7 \pm 105.2 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$, участка М от 146.9 ± 40.1 до $234.2 \pm 77.2 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$.

Наибольшей амплитудой от 21.4 до $459.5 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$ характеризовался участок с наименьшей влажностью — С.

Дыхание почв на участках манипуляционного эксперимента “трансплантация”. Проведенный эксперимент существенно изменил влажность экспериментальных почв. Влажность почвы, пересаженной в ложбину (вариант увлажнения), увеличилась более чем в 2 раза в первые же дни эксперимента и составляла в среднем 54.0 ± 7.2 , варьируя от 46.2 ± 1.7 до $60.0 \pm 7.1\%$ в зависимости от года наблюдений. На контрольных участках, расположенных на торфянике, влажность почвы составляла 25.22 ± 6.96 и изменялась в пределах от 22.6 ± 8.6 до $27.9 \pm 6.3\%$. Температура увлажненных почв составляла $12.9 \pm 1.7^\circ\text{C}$ и варьировала незначительно, примерно соответствуя температуре на контрольном участке $10.9 \pm 1.8^\circ\text{C}$.

К концу четвертого года эксперимента дыхание увлажненных почв составляло $163.0 \pm 54.7 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$, практически не отличаясь от эмиссии на контрольном, не пересаженном участке — $178.0 \pm 74.7 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$. Подобная тенденция прослеживалась во все годы наблюдений, эмиссия CO_2 увлажненных почв варьировала в зависимости от года наблюдений от 139.8 ± 36.3 до $192.8 \pm 71.2 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$, а на контрольном участке от 158.5 ± 47.8 до $231.9 \pm 102.0 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ ч}^{-1}$.

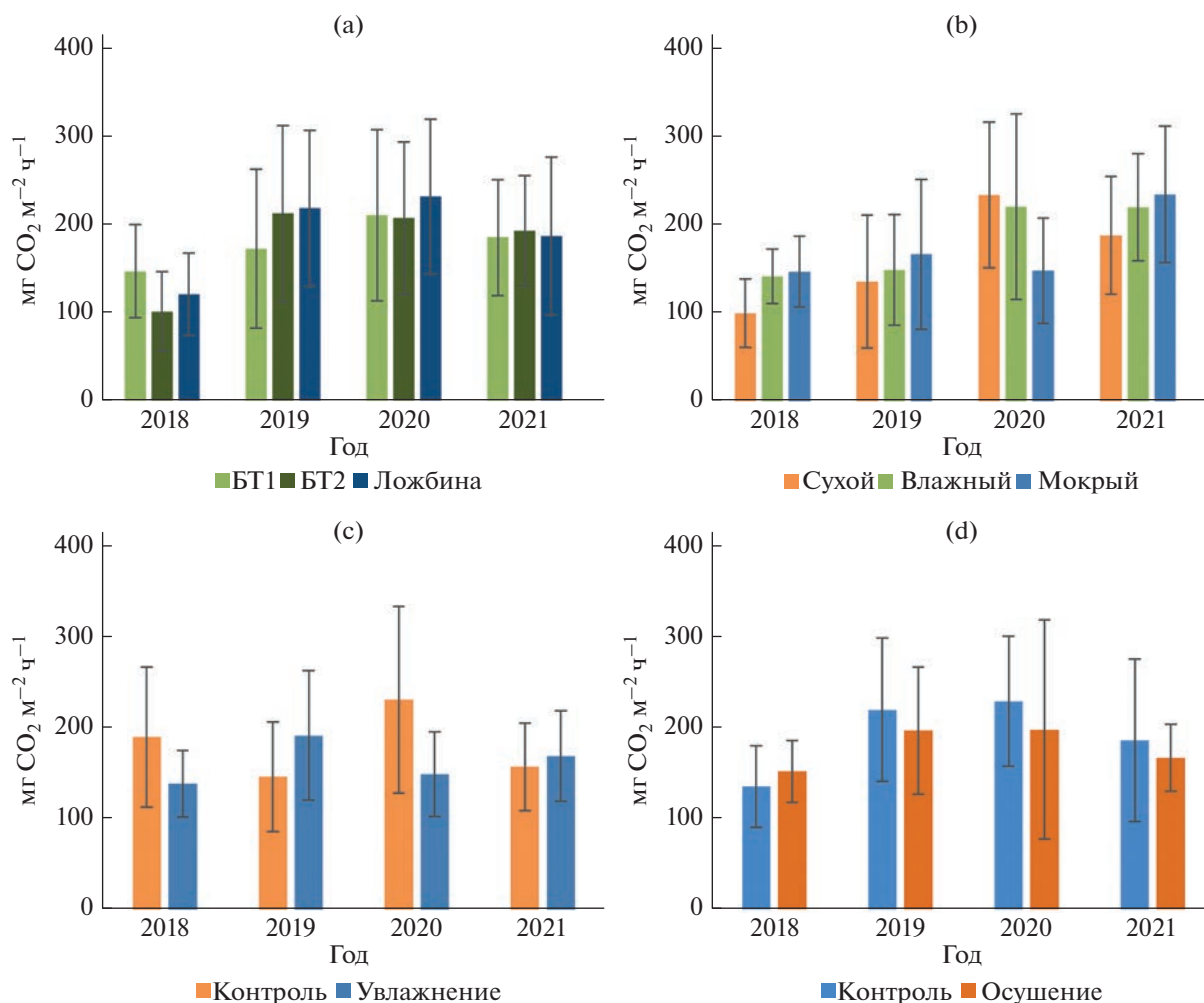


Рис. 4. Динамика эмиссии CO₂ почвами торфяников (BT1 и BT2) и ложбины (а), экспериментальных участков торфяника BT1 (б), экспериментальных участков "трансплантация": увлажнение (с), осушение (д) в зависимости от года наблюдений.

Влажность почв, пересаженных на сухой участок торфяника (вариант осушение), также изменилась и стала значительно меньше (в среднем $22.9 \pm 8.0\%$), варьируя от 16.5 ± 2.9 до $29.9 \pm 8.0\%$ в различные годы наблюдений. На контрольных участках, расположенных в ложбине, влажность составляла в среднем $55.9 \pm 2.1\%$ и изменялась в пределах от 54.6 ± 0.8 до $59.3 \pm 1.2\%$ в зависимости от года наблюдений. При этом температура осушенных почв варьировала незначительно и составляла в среднем $11.5 \pm 2.2^\circ\text{C}$, примерно соответствуя температуре почв на контрольных участках $14.3 \pm 2.2^\circ\text{C}$.

Эмиссия CO₂ осушенных почв в целом составила 183.0 ± 72.9 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹, тогда как для контрольных участков была выше, в среднем 202.4 ± 81.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹. В зависимости от года наблюдений эмиссия CO₂ варьировала от 152.0 ± 33.9 до 197.8 ± 119.8 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ на осушенном

участке и от 135.5 ± 44.3 до 228.5 ± 71.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ на контрольном. И в данном типе эксперимента между осушенным и контрольным участком не наблюдалось достоверных различий ни в один из годов наблюдений.

ОБСУЖДЕНИЕ

Исследованный торфяно-болотный комплекс характеризуется высокой неоднородностью гидротермических условий и широким варьированием свойств торфяных почв. Одной из основных причин, приводящих к значительным отличиям в параметрах функционирования экосистем, является наличие ММП и активное течение криогенных процессов. Влияние мерзлоты и процессов криогенного пучения приводит к формированию таких специфических ландшафтов, как бугристые торфяники. При этом непосредственный эффект близкого залегания ММП сказывается

на температуре и влажности почв, существенно (в 1.5 раза) снижая их. Установленные различия сохранялись в течение всего периода наблюдений и характеризовали особенности развития ландшафтов данного криогенного торфяно-болотного комплекса. Помимо непосредственного влияния неравномерное залегание ММП обуславливает значительное увеличение неоднородности пространственного распределения параметров функционирования в условиях бугристых торфяников, резко увеличивая вариабельность исследованных свойств почв (коэффициенты варьирования (КВ) 20–40% и выше). Даже в пределах одного бугристого торфяника влажность может варьировать, достигая широкой амплитуды в 50% (от 11 до 61%), а температура почвы изменяться на 10°C и более (от 2.2 до 16.2°C). При этом за весь период исследований почвы ложбины характеризовались низкой пространственной вариабельностью влажности (КВ 4%) и температуры почвы (КВ 17%).

Однако эмиссия CO₂, являясь интегральным показателем дыхания почв, во многом зависящим от гидротермических условий, оказалась примерно схожей в обеих экосистемах, достоверных отличий не установлено ни в один из годов наблюдений. Почвы исследованного торфяно-болотного комплекса характеризовались типичными для северных территорий значениями эмиссии CO₂ [1, 9, 34, 43]. Эмиссия CO₂ характеризовалась большой амплитудой значений и высокими коэффициентами вариации (рис. 5). При сильном варьировании этого показателя (КВ от 20 до 60%) средние значения эмиссии CO₂ почвами переувлажненных ложбин (199.0 ± 90.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹) и бугристых торфяников (182.1 ± 85.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹) оказались примерно одинаковыми.

Для выяснения причин отсутствия различий эмиссии CO₂ между экосистемами проведен детальный анализ связи этого параметра с гидротермическими условиями, как за весь период наблюдений, так и отдельно по годам. Выявлен сложный, неоднозначный, а иногда и разнонаправленный характер связи эмиссии CO₂ с температурой и влажностью почв.

В целом за весь период исследований достоверная связь динамики CO₂ с влажностью почв не отмечена, а с температурой почв установлена для обоих торфяников. Анализ данных отдельно по каждому году наблюдений показал слабую достоверную связь эмиссии CO₂ с влажностью почв торфяников (БТ1 + БТ2) только в 2020 и 2021 г., при этом она могла быть как положительной, так и отрицательной (табл. 1).

В почвах ложбины за весь период наблюдений эмиссия CO₂ коррелировала только с температурой. Вероятно, это можно объяснить стабильно

высокими значениями влажности почв ложбины, слабо меняющимися как в течение года, так и между годами, а также вкладом дополнительных факторов, увеличивающих эмиссию с поверхности почв ложбин. Это подтверждается данными о повышенной эмиссии CO₂ непосредственно вдоль границ экосистем, при переходе от торфяников к ложбине [17]. Вероятно, данный факт обусловлен физическим процессом латерального привноса по поверхности мерзлоты дополнительного CO₂, растворенного в почвенных водах торфяников в почвы краевых частей ложбин [38].

Таким образом, несмотря на периодическое наличие слабой связи эмиссии CO₂ и влажности и температуры почв, экосистемы с резко различающимися гидротермическими параметрами оказались примерно одинаковы по эмиссионному потоку CO₂, что говорит о вкладе дополнительных факторов в его динамику.

Результаты работ, проведенных на экспериментальных участках торфяника БТ1 с почвами разной влажности, показали отсутствие достоверных отличий эмиссии CO₂ между участками. Это свидетельствует как о значимом влиянии дополнительных факторов (перераспределение CO₂ по поверхности мерзлоты), так и о возможно широкой зоне оптимума влажности для активности микробиоты в условиях торфяных почв. Анализ связей эмиссии CO₂ с гидротермическими показателями на данном экспериментальном участке по годам показал достоверную связь с влажностью, при этом если в 2018 и 2021 гг. установлена положительная связь, то в 2020 г. — отрицательная. С температурой также обнаружена разнонаправленная связь: в 2018 г. положительная, в 2021 г. отрицательная. Схожие результаты были получены и в манипуляционном эксперименте по трансплантации. В целом большие величины эмиссии CO₂ были характерны для осушенных вариантов. Однако достоверных изменений в эмиссии CO₂ почвами не произошло ни в варианте увлажнения, ни в варианте осушения.

Как увеличение, так и уменьшение влажности в условиях эксперимента не привело к значимому отклику дыхания почв ни в краткосрочной, ни в долгосрочной перспективе. В случае с осушением это может быть связано как с тем, что почва не высохла до предела минимальной влажности, ингибирующей активность микробиоты (нижний предел оптимума), так и с трудноминерализуемым субстратом олиготрофного торфа (сфагнум) [8]. В случае с увлажнением высокая влажность не оказала угнетающего влияния на микробиоту. Необходимо отметить методические проблемы измерения эмиссии на переувлажненных участках: дополнительный привнос растворенного CO₂ с торфяников, возможное завышение значений из-за нарушений (выдавливания) при прове-

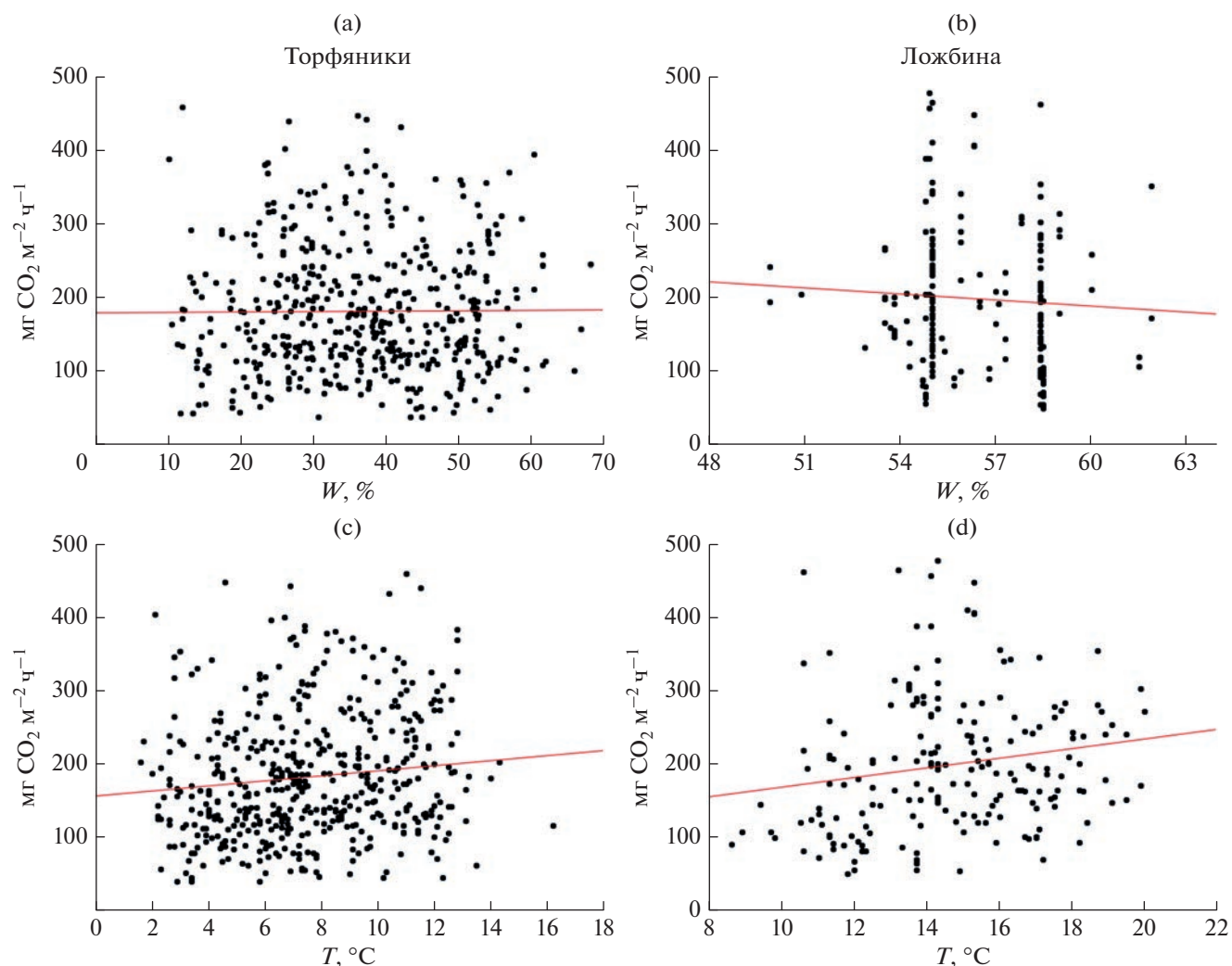


Рис. 5. Зависимость эмиссии CO₂ почвами торфяников (среднее для БТ1 и БТ2) и ложбины от влажности (а, с) и температуры почв (b, d) за весь период исследований.

дении измерений на переувлажненном участке при отборе проб газов. Определенную сложность представляет и выбор контрольных участков в обеих экосистемах из-за высокой неоднородности свойств почв. Некоторые исследователи указывали также на существование еще ряда специфических вариантов сложной взаимосвязи эмиссии CO₂ и влажности почв, например, экосистемное дыхание может быть низким при большей влажности почвы и низких запасах углерода, но значительно больше при высоких запасах углерода [41]. Помимо этого, влажность почвы может влиять на первичную продуктивность растений, усиливая или ослабляя ее, что в свою очередь изменяет углеродный баланс [19, 32].

Таким образом, в условиях полевых экспериментов показано наличие слабых, зачастую разнонаправленных связей эмиссии CO₂ и влажности и температуры почв. При этом эффект измене-

ния влажности на динамику эмиссии CO₂ почвами исследованного торфяно-болотного комплекса часто не фиксируется из-за наличия большого количества дополнительных факторов. Отсутствие достоверных отличий в эмиссии CO₂ почв, существенно различных по влажности, по нашему мнению, может быть связано с рядом причин. Безусловный вклад в динамику дыхания почв бугристого торфяника оказало близкое залегание мерзлоты. Во-первых, занижая эмиссию CO₂ за счет уменьшения активности микробиоты из-за более низких температур почв (на 5–10°C ниже, чем в почвах ложбины). Проведенный перерасчет эмиссии CO₂ почвами торфяника с учетом полученного в предыдущих работах коэффициента Q_{10} не выявил значительного изменения полученных закономерностей [12]. Во-вторых, поверхность ММП может являться фактором, привносящим неоднородность в перераспределение потоков

Таблица 1. Оценка связи эмиссии CO₂ и параметров функционирования почв экспериментальных участков (приведены годы, в которые получены значимые отличия)

Участок	Период измерений	Влажность почвы		Температура почвы		R ²	n
		b*	p	b*	p		
Ложбина	Все годы	−0.04	0.52	0.18	0.01	0.04	202
	2018	−0.43	0.02	0.09	0.60	0.19	31
	2021	0.23	0.15	0.42	0.01	0.21	35
Бугристый торфяник (БТ1 + БТ2)	Все годы	0.02	0.62	0.12	0.01	0.02	493
	2018	0.16	0.14	0.47	0.00004	0.16	104
	2020	−0.35	0.001	0.16	0.12	0.12	98
	2021	0.28	0.003	0.01	0.88	0.08	119
Экспериментальный участок торфяника БТ1 с разной влажностью	Все годы	0.02	0.80	0.16	0.05	0.03	186
	2018	0.47	0.0005	0.16	0.21	0.21	55
	2019	−0.10	0.61	0.45	0.03	0.16	34
	2020	−0.66	0.001	0.29	0.14	0.23	54
	2021	0.57	0.01	−0.45	0.05	0.15	43
Трансплантация: увлажнение	Все годы	−0.23	0.01	0.17	0.06	0.04	153
	2020	−0.95	0.000000002	0.77	0.00000008	0.77	30
	2021	−0.21	0.19	0.41	0.02	0.12	50
Трансплантация: осушение	Все годы	−0.05	0.47	0.32	0.000004	0.09	250
	2018	−0.26	0.09	0.35	0.02	0.24	39
	2021	−0.13	0.42	0.39	0.02	0.11	50

Примечание. b* — коэффициент, показывающий вклад параметра функционирования в эмиссию CO₂, p (0.05) — уровень значимости, R² — коэффициент детерминации, n — объем выборки. Полужирным шрифтом обозначены параметры, соответствующие уровню значимости p < 0.05. Использована множественная линейная регрессия без свободного члена.

CO₂ в профиле почв. Являясь водо- и газоупором, она препятствует нисходящему стоку и обуславливает преобладание латерального переноса растворенного в почвенном растворе CO₂ из почв приподнятого бугристого торфяника в почвы ложбин. Далее, вливаясь в теплые воды (температура 10–15°C) ложбины, привнесенный холодными водами (температура 1–3°C) торфяника CO₂ дегазируется за счет снижения его растворимости, завышая эмиссию CO₂ почвами ложбин [36]. Большую неопределенность и завышение эмиссии CO₂ может привносить в почвах ложбин и метанотрофный фильтр [4, 28, 33]. На исследованных переувлажненных участках ложбин наблюдаемое снижение концентрации метана по мере приближения к поверхности торфяной олиготрофной почвы, а также невысокие величины эмиссии CH₄ с ее поверхности, возможно, указывают не только на высокую насыщенность кислородом вод ложбины, но и на активную роль именно метанотрофного барьера. Не меньшее значение имеет факт, что все еще точно не определен оптимальный интервал влажности для активности микробиоты торфяных почв, вклад которой в эмиссию CO₂ может составлять до 80–90% [6, 10]. Рядом исследователей констатируется широкий

размах оптимума влажности и, соответственно, существенное уменьшение гетеротрофного дыхания в образцах почв лишь при высоких или низких величинах влажности [22, 25, 31]. Так, для почв тундровых экосистем отмечается оптимум влажности для дыхания почв в диапазоне от 20 до 50% объемной влажности [9]. В этом случае на исследованных участках ни низкие значения влажности почв торфяника, ни высокие значения влажности почв ложбины, возможно, не выходят за рамки этого оптимума.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В полевых условиях из-за высокой неоднородности исследуемых экосистем сложно получить однозначный и четкий отклик торфяных почв на изменение влажности. Схожесть величин эмиссии CO₂ между экосистемами, значительно отличающимися по режиму увлажнения, свидетельствует о высокой буферности исследованных экосистем торфяно-болотного комплекса к изменениям параметров функционирования, в том числе за счет активизации разнонаправленных механизмов, выравнивающих последствия различного рода изменений и сглаживающих разли-

чия. Безусловным усложняющим, возможно, и определяющим фактором является наличие близко залегающей многолетней мерзлоты, являющейся водо- и газоупором и перераспределяющим внутрипрофильные потоки веществ и газов в исследованных почвах. Очевидно, что физические процессы перераспределения потоков оказывают в исследуемых экосистемах не меньшее влияние на эмиссию CO₂, чем непосредственная его продукция торфяными почвами. При этом продукция CO₂ исследованными почвами характеризуется широким диапазоном влажности, при котором не происходит заметного ее изменения. Организованные эксперименты проводились, вероятно, в оптимальном интервале влажности, с чем и связано отсутствие значимых различий в эмиссии CO₂ как между экосистемами, так и экспериментальными участками с разной влажностью. Существенный вклад могут оказывать и другие механизмы, такие как метанотрофный фильтр, неоднородность почвенных свойств и прочее. Полученные результаты позволяют констатировать то, что в результате деградации или аградации мерзлоты, всплеск и значительные изменения в эмиссии CO₂ торфяными почвами исследованного региона маловероятны.

Таким образом, при исследовании криогенных почв заболоченных ландшафтов необходимо, помимо собственно биогенных источников, учитывать дополнительные факторы, часто физического характера, меняющие баланс потоков и эмиссию CO₂. Опыт проведения манипуляционных экспериментов показал хорошую применимость метода трансплантации в целях изучения отклика почв на изменение параметров функционирования.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность всем членам научной группы Soil Artic Research Team (SoilART, <https://vk.com/soilartteam>) за многолетнюю помощь в проведении полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного задания № 121040800321-4 “Индикаторы трансформации биогеохимических циклов биогенных элементов в природных и антропогенных экосистемах”, а также в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобрик А.А., Рыжова И.М., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Макаров М.И., Волкер Д.А. Эмиссия CO₂ и запасы органического углерода в почвах северо-таежных экосистем Западной Сибири в различных геоэкологических условиях // Почвоведение. 2018. № 6. С. 674–682. <https://doi.org/10.1134/S1064229318060042>
2. Васильевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г. Почвы севера Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1986. 273 с.
3. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во МГУ, 2008. 571 с.
4. Глаголев М.В., Коцюрбенко О.Р., Сабреков А.Ф., Литти Ю.В., Терентьева И.Е. Обзор методов определения микробной продукции и эмиссии метана в почвах // Микробиология. 2021. Т. 90. № 1. С. 3–23. <https://doi.org/10.1134/S0026261721010057>
5. Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Казанцев В.С. Физикохимия и биология торфа. Методы измерения газообмена на границе почва–атмосфера. Томск: Изд-во ТГПУ, 2010. 104 с.
6. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Тимофеева М.В., Сефилян А.Р. Оценка вклада корневого и микробного дыхания в общий поток CO₂ из торфяных почв и подзолов севера Западной Сибири методом интеграции компонентов // Почвоведение. 2019. № 2. С. 234–245. <https://doi.org/10.1134/S1064229319020054>
7. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во МГУ, 1995. 320 с.
8. Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Звягинцев Д.Г., Иншиева Л.И., Кураков А.В., Смагин А.В., Зенова Г.М. и др. Функционирование микробных комплексов верховых торфяников-анализ причин медленной деструкции торфа. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 128 с.
9. Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г. Углеродный обмен в криогенных экосистемах. М.: Наука, 2008. 342 с.
10. Кузяков Я.В., Ларионова А.А. Вклад ризомикробного и корневого дыхания в эмиссию CO₂ из почвы (обзор) // Почвоведение. 2006. № 7. С. 842–854. <https://doi.org/10.1134/S106422930607009X>
11. Матышак Г.В., Богатырев Л.Г., Гончарова О.Ю., Бобрик А.А. Особенности развития почв гидроморфных экосистем северной тайги Западной Сибири в условиях криогенеза // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1155–1164. <https://doi.org/10.1134/S1064229317100064>
12. Матышак Г.В., Тархов М.О., Рыжова И.М., Гончарова О.Ю., Сефилян А.Р., Чуванов С.В., Петров Д.Г. Оценка температурной чувствительности эмиссии CO₂ с поверхности торфяных почв севера Западной Сибири методом трансплантации почвенных монолитов // Почвоведение. 2021. № 7. С. 815–826. <https://doi.org/10.1134/S1064229321070103>
13. Мельников Е.С., Тагунова Л.Н., Лазарева Н.А., Москаленко Н.Г. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск: Наука, Сибирское отд., 1983. 165 с.

14. Москаленко Н.Г. Изменения криогенных ландшафтов северной тайги Западной Сибири в условиях меняющегося климата и техногенеза // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 2. С. 38–42.
15. Пономарева О.Е., Гравис А.Г., Бердников Н.М. Современная динамика бугров пучения и плоскобугристых торфяников в северной тайге Западной Сибири (на примере Надымского стационара) // Криосфера земли. 2012. Т. 16. № 4. С. 21–30.
16. Смагин А.В. Газовая фаза почв. М.: Издательство Московского государственного университета, 2005. 301 с.
17. Тимофеева М.В., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Чуванов С.В. Потоки углерода в экосистеме торфяно-болотного комплекса криолитозоны Западной Сибири // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 109–125.
<https://doi.org/10.17223/25421379/24/7>
18. Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
19. Chivers M.R., Turetsky M.R., Waddington J.M., Harden J.W., McGuire A.D. Effects of Experimental Water Table and Temperature Manipulations on Ecosystem CO₂ Fluxes in an Alaskan Rich Fen // Ecosystems. 2009. V. 12. P. 1329–1342.
<https://doi.org/10.1007/s10021-009-9292-y>
20. Fallon P., Jones C.D., Ades M., Paul K. Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: An important source of uncertainty // Global Biogeochemical Cycles. 2011. V. 25.
<https://doi.org/10.1029/2010GB003938>
21. Glagolev M., Kleptsova I., Filippov I., Maksyutov S., Machida T. Regional methane emission from West Siberia mire landscapes // Environ. Res. Lett. 2011. V. 6. P. 045214.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/4/045214>
22. Gritsch C., Zimmermann M., Zechmeister–Boltenstern S. Interdependencies between temperature and moisture sensitivities of CO₂ emissions in European land ecosystems // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 5981–5993.
<https://doi.org/10.5194/bg-12-4433-2015>
23. Halbedel S., Koschorreck M. Regulation of CO₂ emissions from temperate streams and reservoirs // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 7539–7551.
<https://doi.org/10.5194/bg-10-7539-2013>
24. Hicks Pries C., Schuur E.A., Vogel J., Natali S. Moisture drives surface decomposition in thawing tundra // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2013. V. 118. P. 1133–1143.
<https://doi.org/10.1002/jgrg.20089>
25. Howard D., Howard P.J. Relationships between CO₂ evolution, moisture content and temperature for a range of soil types // Soil Biol. Biochem. 1993. V. 25. P. 1537–1546.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(93\)90008-Y](https://doi.org/10.1016/0038-0717(93)90008-Y)
26. Hugelius G., Strauss J., Zubrzycki S., Harden J.W., Schuur E.A.G., Ping C.-L., Schirmermeister L. et al. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 6573–6593.
<https://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>
27. Kirpotin S., Polishchuk Y., Bryksina N., Sugaipova A., Kouraev A., Zakharova E., Pokrovsky O.S. et al. West Siberian palsa peatlands: distribution, typology, cyclic development, present day climate-driven changes, seasonal hydrology, and impact on CO₂ cycle // Int. J. Environ. Studies. 2011. V. 68. P. 603–623.
<https://doi.org/10.1080/00207233.2011.593901>
28. Lai D.Y.F. Methane Dynamics in Northern Peatlands: A Review // Pedosphere. 2009. V. 19. P. 409–421.
[https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(09\)00003-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(09)00003-4)
29. Lai D.Y.F., Roulet N.T., Humphreys E.R., Moore T.R., Dalva M. The effect of atmospheric turbulence and chamber deployment period on autochamber CO₂ and CH₄ flux measurements in an ombrotrophic peatland // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 3305–3322.
<https://doi.org/10.5194/bg-9-3305-2012>
30. Lawrence D.M., Koven C.D., Swenson S.C., Riley W.J., Slater A.G. Permafrost thaw and resulting soil moisture changes regulate projected high-latitude CO₂ and CH₄ emissions // Environ. Res. Lett. 2015. V. 10. P. 094011.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094011>
31. Moyano F.E., Vasilyeva N., Bouckaert L., Cook F., Craine J., Curiel Yuste J., Don A. et al. The moisture response of soil heterotrophic respiration: interaction with soil properties // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 1173–1182.
<https://doi.org/10.5194/bg-9-1173-2012>
32. Natali S.M., Schuur E.A.G., Mauritz M., Schade J.D., Celis G., Crummer K.G., Johnston C. et al. Permafrost thaw and soil moisture driving CO₂ and CH₄ release from upland tundra // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2015. V. 120. P. 525–537.
<https://doi.org/10.1002/2014JG002872>
33. Nielsen C.S., Hasselquist N.J., Nilsson M.B., Öquist M., Järveoja J., Peichl M.A. Novel Approach for High-Frequency in-situ Quantification of Methane Oxidation in Peatlands // Soil Systems. 2018. V. 3. P. 4.
<https://doi.org/10.3390/soilsystems3010004>
34. Nykänen H., Heikkinen J.E.P., Pirinen L., Tiilikainen K., Martikainen P.J. Annual CO₂ exchange and CH₄ fluxes on a subarctic palsa mire during climatically different years // Global Biogeochemical Cycle. 2003. V. 17. P. 1.
<https://doi.org/10.1029/2002GB001861>
35. O'Donnell J.A., Torre Jorgenson M., Harden J.W., McGuire A.D., Kanevskiy M.Z., Wickland K.P. The Effects of Permafrost Thaw on Soil Hydrologic, Thermal, and Carbon Dynamics in an Alaskan Peatland // Ecosystems. 2012. V. 15. P. 213–229.
<https://doi.org/10.1007/s10021-011-9504-0>
36. Olefeldt D., Roulet N.T. Effects of permafrost and hydrology on the composition and transport of dissolved organic carbon in a subarctic peatland complex // J. Geophysical Res.: Biogeosciences. 2012. V. 117. P. G01005.
<https://doi.org/10.1029/2011JG001819>
37. Olvmo M., Holmer B., Thorsson S., Reese H., Lindberg F. Sub-arctic palsa degradation and the role of climatic drivers in the largest coherent palsa mire complex in Sweden (Vissátvuopmi), 1955–2016 // Scientific Rep. 2020. V. 10. P. 8937.
<https://doi.org/10.1038/s41598-020-65719-1>
38. Rey A. Mind the gap: non-biological processes contributing to soil CO₂ efflux // Global Change Biology.

2015. V. 21. P. 1752–1761.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12821>
39. Schaefer K., Zhang T., Bruhwiler L., Barrett A.P. Amount, and timing of permafrost carbon release in response to climate warming // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2011. V. 63. P. 165–180.
<https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2011.00527.x>
 40. Schuur E.A., McGuire A.D., Schädel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. V. 520. P. 171–179.
<https://doi.org/10.1038/nature14338>
 41. Sjögersten S., Wal R., Woodin S.J. Small-scale hydrological variation determines landscape CO₂ fluxes in the high Arctic // *Biogeochemistry*. 2006. V. 80. P. 205–216.
<https://doi.org/10.1007/s10533-006-9018-6>
 42. Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochemical Cycles*. 2009. V. 23. P. GB2023.
<https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
 43. Voigt C., Lamprecht R.E., Marushchak M.E., Lind S.E., Novakovsky A., Aurela M., Martikainen P.J., Biasi C. Warming of subarctic tundra increases emissions of all three important greenhouse gases – carbon dioxide, methane, and nitrous oxide // *Global Change Biology*. 2017. V. 23. P. 3121–3138.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13563>
 44. Voigt C., Marushchak M.E., Mastepanov M., Lamprecht R.E., Christensen T.R., Dorodnikov M., Jackowicz-Korczyński M., Lindgren A., Lohila A., Nykänen H., Oinonen M., Oksanen T., Palonen V., Treat C.C., Martikainen P.J., Biasi C. Ecosystem carbon response of an Arctic peatland to simulated permafrost thaw // *Global Change Biology*. 2019. V. 25. P. 1746–1764.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14574>
 45. IUSS Working Group WRB 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 2015. P. 192.
 46. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, P. 1535.

Effect of Moisture on CO₂ Flux of the Palsa Mire Soils (North of Western Siberia)

G. V. Matyshak¹, S. V. Chuvanov^{2, *}, O. Yu. Goncharova¹, V. A. Trifonova¹, M. V. Timofeeva²,
 A. V. Isaeva¹, and M. O. Tarkhov¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

²Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: stas.chuvanov@gmail.com

The effect of the moisture content on peat soils has been studied in discontinuous permafrost area in the north of the Western Siberia (Nadym region). CO₂ flux was measured in palsa mire soils (Cryic Histosol) and surrounding bogs (Fibric Histosol) using the closed chamber method for 4 years at the peak of the growing season (August). Despite a significant difference in soil moisture (34.8 ± 13.2 and $56.2 \pm 2.1\%$ on average), no significant difference in CO₂ emission between these ecosystems was found in any of the observation years (on average 199.1 ± 90.1 and 182.1 ± 85.1 mg CO₂ m⁻² h⁻¹, respectively). Experimental wetting or drying (with two times difference in moisture content) of peat soil plots by transplantation method showed no significant effect on CO₂ emission even 3 years after the experiment start. The absence of significant differences in CO₂ flux between ecosystems and experiments was explained by the presence of permafrost and the influence of many multidirectional factors mitigating changes in CO₂ production by soils. CO₂ flux enhancing from the soils of the bog is possible due to the additional contribution of the methanotrophic filter, as well as the lateral runoff of dissolved CO₂ over the permafrost table from palsa mire surrounding the bogs. The absence of a response of CO₂ emission to a significant change in moisture may indicate a wide optimum of this parameter for microbiological activity in peat soils of the studied region. The results indicate that, in the study of cryogenic soils of hydromorphic landscapes, it is necessary, in addition to biogenic sources, to take into account additional factors, often of a physical nature, that change the balance of CO₂ fluxes and CO₂ emission by soils, respectively.

Keywords: permafrost, climate change, peat soils (Cryic Histosol, Fibric Histosol), soil respiration, soil moisture

УДК 579.695628.381.1

ДИНАМИКА МИКОБИОТЫ ПРИ КОМПСТИРОВАНИИ КОРОВЬЕГО НАВОЗА И СОЛОМЫ

© 2023 г. А. В. Кураков^а, *, Е. Н. Биланенко^а^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Биологический факультет, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: kurakov57@mail.ru

Поступила в редакцию 29.11.2022 г.

После доработки 08.12.2022 г.

Принята к публикации 15.12.2022 г.

Проведено исследование динамики микобиоты при компстировании коровьего навоза и соломы пшеницы с применением ДНК-баркодинга и культурального метода. С помощью ДНК-баркодинга были обнаружены грибы отделов Ascomycota, Basidiomycota, Mortierellomycota, Chytridiomycota, Rozellomycota, Aphelidiomycota. Культуральный метод (посев) выявил Ascomycota, Basidiomycota, Mucoromycota. Все порядки грибов, установленные методом посева, за исключением Saccharomycetales в Ascomycota и Mucogales в Mucoromycota, были обнаружены и с помощью ДНК-баркодинга, но последним и многие другие. Совпадение видов, выявленных обоими методами, было единичным. Прослежены изменения в числе колониеобразующих и операционно-таксономических единиц таксонов разного уровня при трансформации навоза с соломой в компост. ДНК-баркодинг позволил полнее выявить изменения таксономической и эколого-трофической структуры грибного сообщества при компстировании навоза и соломы. Они выражаются в существенном увеличении представленности базидиомицетов, особенно *Coprinus* spp., *Coprinellus* spp., в компосте, способных к трансформации лигнина, сложных органических веществ навоза, и снижении доли доминирующих в исходных субстратах обильно спороносящих “сахарных” и целлюлозолитических аскомицетов: Sordariomycetes в навозе и Dothideomycetes в соломе. При компстировании произошли значимые перестройки в составе копрофильных, эпифитных и фитопатогенных грибов. Обсуждаются значение токсинообразующих, аллергенных и термофильных видов грибов, представляющих опасность для здоровья человека, возможности оценки готовности компоста для внесения в почву в качестве биоудобрения с учетом данных по микобиоте.

Ключевые слова: грибы, компост, таксономическая структура, сообщества, эколого-трофические группы, базидиомицеты, ДНК-баркодинг, метагеномные подходы

DOI: 10.31857/S0032180X22601542, **EDN:** NOXCCU

ВВЕДЕНИЕ

Ежегодно на предприятиях сельского хозяйства, пищевой и деревообрабатывающей промышленности образуется огромное количество отходов с высоким содержанием органических веществ. Часть отходов находит применение, но большая часть сжигается или накапливается, что приводит к серьезным экологическим последствиям. Одно из решений этой проблемы – переработка органических отходов в компосты.

Компстирование – аэробный процесс, при котором благодаря метаболической активности преимущественно разнообразных видов прокариот и грибов происходят глубокие изменения физико-химических свойств исходных субстратов и их трансформация в ценные биоудобрения [3, 6]. В последние годы в исследованиях микобиоты компостов наряду с методами посева на питательные среды стали применять современ-

ные молекулярно-генетические подходы [15, 21, 28, 32, 37, 39]. Они позволили выявить значительно большее разнообразие бактерий и архей, чем культуральные методы, как в органических отходах, так и в конечных продуктах компстирования [21, 32, 39]. Показано, что модификация состава бактерий связана с изменением pH органических субстратов уже в начале их трансформации. Выявлены таксономические и физиологические группы прокариот и виды, активные на мезофильной и термофильной стадиях компстирования [3, 10, 20, 21, 23, 35]. Изучена структура сообщества прокариот в компостах в зависимости от состава органических отходов и на разных стадиях их компстирования [3, 10, 15, 28].

Заметно меньше исследований по характеристике разнообразия и роли грибов при компстировании отходов [11, 16, 24]. Вместе с тем именно грибам принадлежит ключевая роль в деградации

сложных труднодоступных полимерных соединений, а синергические взаимодействия грибов с прокариотами обеспечивают эффективность этого процесса при переработке лигноцеллюлозных субстратов [4, 38]. Особенно мало работ по изучению микобиоты компостов с применением современных метагеномных подходов, а с их помощью можно получить значительно больше сведений о составе грибов и выявить организмы, которые невозможно или трудно изолировать на питательные среды, в том числе патогенные и условно патогенные виды [11, 24]. Спектры патогенных грибов могут варьировать в зависимости от отходов, а также природно-климатических регионов. Поэтому актуально выяснение состава и плотности популяций патогенных и условно-патогенных видов грибов, которые развиваются в ходе компстирования различных субстратов и могут сохраняться в значимом количестве в компостах. Эти данные необходимы для оценки возможных рисков для здоровья людей при производстве и применении компостов. Молекулярно-генетические подходы позволяют полнее проследить изменения в грибном сообществе на начальной стадии компстирования, установить, что при разложении листвы тополя доминируют 5 родов грибов двух отделов: аскомицетов и базидиомицетов, уточнить роль термофильных видов [16, 24, 41]. Однако необходимы дальнейшие исследования по выяснению динамики микобиоты при полном цикле получения компостов из различных субстратов, в частности, из отходов сельскохозяйственных предприятий. В настоящей работе применяли одновременно метод посева на питательную среду и высокопроизводительное секвенирование ITS2 рДНК грибов с биоинформатической обработкой данных для получения более полного представления о сукцессии грибной биоты при трансформации исходных субстратов в компост.

Цель работы — характеристика таксономической и эколого-трофической структуры грибной биоты при компстировании навоза с добавкой соломы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучали микобиоту коровьего навоза, соломы пшеницы, исходных компонентов для приготовления компоста. В контейнеры (5.5 л) из пластика размером (11 × 30 × 16 см) вносили и тщательно перемешивали 430 г навоза, 100 г воздушно-сухой соломы и 1000 мл дистиллированной воды. Солому пшеницы измельчали на установке КР-01 Фермер-5 до размеров 0.3–0.5 см. Компстирование субстратов проводили при комнатной температуре (18–23°C) и постоянной влажности 75–80% от полной влагоемкости в течение 60 сут. Влажность поддерживали периодическим добав-

лением стерильной водопроводной воды. Наблюдали повышение температуры в компстируемых субстратах приблизительно на 15°C в течение первых недель, а затем она выравнивалась до комнатной. Убыль компстируемых субстратов составила 25%. Повторность в опытах трехкратная.

Химические свойства исходных компонентов и компоста определяли по следующим методикам в МГУЛАБ. Элементный состав в образцах исследовали методом ИСП-ОЭС на спектрометре 5110 ICP-OES Agilent. Предварительно пробы разлагали в микроволновой печи Вольта MC-10. Предварительно высушенные при 105°C навески (0.25 г) помещали в автоклав микроволновой печи, к ним приливали 8 мл концентрированной азотной кислоты и 2 мл перекиси водорода, после чего запускали стандартную программу для разложения органических образцов. После окончания программы и охлаждения пробы переносили в мерную колбу на 25 мл и доводили объем до метки дистиллированной водой. Далее в пробе определяли массовые доли элементов по методике М-МВИ-80-2008 [2].

Измерение pH в образцах компоста и исходных субстратов проводили в водной вытяжке по ГОСТ 11623-89 на pH-метре pH-150-МИ (Россия). Электропроводность измеряли в той же вытяжке на кондуктометре HI 2300, Hanna Instruments. Содержание органического вещества определяли классическим гравиметрическим методом при 525°C по ГОСТ 26213.

Полученный компост значительно отличается от исходных субстратов: навоза и соломы — по содержанию органического вещества, элементов минерального питания, pH, показателям электропроводности (табл. 1). По этим характеристикам он соответствует требованиям к компостам для растениеводства (ГОСТ 33830-2016). Компост обладал способностью повышать супрессивные свойства почв к фитопатогенам. При его внесении в дерново-подзолистую почву в вегетационных опытах с инфекционным фоном *Fusarium oxysporum* ВКМ F-140 (5×10^6 КОЕ/г) послеваходовая гибель огурцов снижалась в среднем на 13%, а кресс-салата — на 33%.

Выделение и идентификация чистых культур грибов, оценка относительного обилия видов. Отбор и подготовку смешанных образцов из исходных субстратов навоза и соломы (0 сут) и в ходе компстирования их смеси проводили на 10, 20, 40 и 60 сут. Повторность образцов измельченной соломы, коровьего навоза и компостов в посевах 3-кратная, чашек Петри из каждого образца 6-кратная. Навеску образца массой 1 г переносили в пробирку с 10 мл стерильной воды, перемешивали на мешалке Вортекс в течение 5 мин. Поверхностный посев проводили из разведения 1 : 100 и 1 : 1000 на мальт-агар. Для подавления роста бактерий в сре-

Таблица 1. Химические свойства коровьего навоза, соломы пшеницы и компоста

Вариант	C _{орг} , %	pH	Проводимость, мкСм/см	мг/кг					
				P	K	S	Ca	Mg	Na
Навоз	80	9.3	5050	65478	22254	2562	20023	7187	6563
Солома	90	7.0	952	1766	8199	587	3575	1417	788
Компост	74	7.4	2285	3448	11096	2889	16241	3678	2038

ду добавляли 4 мл/л молочной кислоты (pH 5.0) или антибиотик стрептомицин сульфат. Чашки Петри инкубировали при комнатной температуре 18–22°C, периодически подсчитывали число колоний разных морфотипов и выделяли для идентификации в чистые культуры. Чистые культуры грибов хранили в пробирках со скошенным малът-агаром при 5°C.

Рассчитывали общее число колониеобразующих единиц (**КОЕ**) грибов в 1 г воздушно-сухих образцов соломы, навоза и компоста и КОЕ часто выделяемых видов. Коэффициент вариации данных КОЕ грибов в среднем был около 10%. Представленность видов в изучаемых местообитаниях оценивали по показателю относительного обилия. Относительное обилие оценивали как отношение числа КОЕ данного вида к общему числу КОЕ, выраженное в процентах. Статистическую обработку данных проводили с применением программы Excel 6.0.

Выделенные штаммы грибов идентифицировали с использованием культурально-морфологических и молекулярно-генетических подходов. Описание культур проводили на сусло-агаре и среде Чапека с использованием рекомендуемых для соответствующего таксона определителей [5, 7–9, 12, 13, 19, 26, 27, 29–31, 33, 34, 36] и по генетическим признакам с помощью полимеразной цепной реакции (ПЦР) и дальнейшего секвенирования ITS-региона рДНК. Современное таксономическое положение видов дано по базе данных Index Fungorum (<http://www.indexfungorum.org/Names/Names.asp>).

Высокопроизводительное NGS секвенирование ITS2 рДНК грибов и биоинформатическая обработка данных. Метод ПЦР. Геномную ДНК из образцов соломы, коровьего навоза и компоста выделяли с использованием набора DNeasy PowerSoil Kit в соответствии с рекомендациями производителя (https://www.bio.vu.nl/~microb/Protocols/Manuals/PowerSoil_DNA.pdf). Использовали смешанные образцы (из 9 отдельно отобранных), анализы проводили в двухкратной повторности. Для амплификации гипервариабельного ITS2 участка гена 18S рРНК использовали следующие праймеры: прямой NR_5.8SR — TCGTCGGCAGCGTCAGATGTG-TATAAGAGACAGATCTCGATGAAGAACGCAGCG,

обратный NR ITS4R — GTCTCGTGGGCTCG-GAGATGTGTATAAGAGACAGGCATCCTCCGCT-TATTGATATGC в концентрации 5 мкМ. Амплификацию проводили в объеме 25 мкл в смеси, содержащей 5× KTN-mix (Evrogen) 5 мкл, смесь праймеров 2 мкл, 50× SYBR(Evrogen) 0.5 мкл, в амплификаторе в реальном времени CFX96 Touch (Bio-Rad) при следующих условиях: первичная денатурация 3 мин при 95°C; 35 циклов: денатурация 30 с при 95°C, отжиг 30 с при 57°C, элонгация 30 с при 72°C; заключительная элонгация 5 мин при 72°C.

Синтез библиотек для секвенирования методом ПЦР. Амплификацию ПЦР продукта, полученного на первом этапе, с целью баркодирования (индексирования) библиотек проводили в объеме 25 мкл в смеси, содержащей 5× KTN-mix (Evrogen) 5 мкл, смесь праймеров 2 мкл, 50× SYBR(Evrogen) 0.5 мкл, в амплификаторе в реальном времени CFX96 Touch (Bio-Rad) при следующих условиях: первичная денатурация 3 мин при 95°C; 7 циклов: денатурация 30 с при 95°C, отжиг 30 с при 55°C, элонгация 30 с при 72°C; заключительная элонгация 5 мин при 72°C. Для амплификации использовали индексы, рекомендованные производителем: Nextera Index Kit (Illumina).

Секвенирование на платформе Illumina. Ампликоны после второго этапа очищали с использованием магнитных частиц AMPure XP (KAPABiosystems) в следующих соотношениях: 1 : 0.6, где 0.6 — доля AMPure для очистки продуктов ПЦР амплификации гипервариабельного ITS2 участка гена 18S рРНК. Данные очищенные ампликоны являются готовыми библиотеками для мультиплексного секвенирования на платформе Illumina. Библиотеки смешивали между собой и доводили до общей концентрации 2 нМ. К отобранным 5 мкл смеси добавляли 5 мкл 0.2 М NaOH и инкубировали в течение 5 мин. К денатурированной ДНК добавляли 990 мкл НТИ и 1 мкл 12.5 мМ заранее денатурированного Phyx. Анализ библиотек проводили на секвенаторе нового поколения Illumina MiSeq методом парноконцового чтения генерацией не менее 10000 парных прочтений на каждый образец с использованием следующих реактивов: MiSeq Reagent Kit v2 nano и MiSeq v2 Reagent Kit (500 Cycles PE).

Таблица 2. Структура комплексов грибов в навозе, соломе и при их переработке в компост (метод посева)

Вид	Относительное обилие, %					
	0 сут		10 сут	20 сут	40 сут	60 сут
	Н*	С	НС	НС	НС	К
<i>Alternaria alternata</i>		15.5				0.3
<i>Alternaria</i> sp.		2.2				
<i>Aspergillus flavus</i>		10.0				2.3
<i>A. fumigatus</i>	21.6	3.3	53.0			11.5
<i>Aureobasidium pullulans</i>		6.6				
<i>Dipodascus geotrichum</i>					67.3	26.3
** <i>Filobasidium wieringae</i>		2.2			4.1	
<i>F. oxysporum</i>		1.1			8.2	4.3
<i>F. solani</i>			2.0			
** <i>F. sporotrichioides</i>		2.2	2.0			36.8
<i>Mucor hiemalis</i>						0.1
** <i>M. circinelloides</i>	35.2		2.0	22.5	18.4	3.8
<i>Penicillium aurantiogriseum</i>						2.0
<i>P. canescens</i>			34.0			
<i>P. commune</i>					2.0	1.5
<i>P. echinulatum</i>		2.4				
<i>P. simplicissimum</i>		6.6				
<i>Penicillium</i> sp.	8.1			35.0		
<i>P. spinulosum</i>	2.7		3.0			
<i>Rhizopus stolonifer</i>				5.0		0.6
** <i>Rhodotorula glutinis</i>						1.4
<i>Talaromyces funiculosus</i>		10.0				
<i>T. rugulosus</i>						0.5
<i>T. variabilis</i>		37.9				0.1
** <i>Trichoderma atroviride</i>	32.4		4.0	37.5		8.5
Общее число видов	5	12	7	4	5	15

* Субстрат: Н – коровий навоз, С – солома, НС – компостируемый навоз с соломой; К – компост. ** Идентификация подтверждена секвенированием ITS рДНК.

Обработка данных. Данные секвенирования обрабатывали программе, написанной с использованием алгоритма QIIME 1.9.1, включающего объединение прямых и обратных прочтений, удаление технических последовательностей, фильтрацию последовательностей с низкими показателями достоверности прочтения отдельных нуклеотидов (качество <Q30), фильтрацию химерных последовательностей, выравнивание прочтений на референсную последовательность, распределение последовательностей по таксономическим единицам (ОТЕ) с использованием базы данных Silva версии 132 и Unite v8. Использован алгоритм классификации операционных ОТЕ с открытым референсом (Open-reference OTU), порог классификации 97%.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Структура грибных сообществ навоза, соломы и компоста по данным культурального метода. Структура сообществ, т.е. показатели видового богатства и численности микроскопических грибов в субстратах для компостирования и получаемом компосте существенно различались (табл. 2). Общее число грибов в соломе составляло 8800 КОЕ/г, в навозе в несколько раз меньше 2400 КОЕ/г. В ходе компостирования численность грибов изменялась следующим образом: исходно в смеси навоза с соломой было 7300 КОЕ/г, к 10 сут их число возросло до 9800 КОЕ/г, затем снижалось в период повышения температуры на порядок, а к 40–60 сут стабилизировалось на уровне 4500–4900 КОЕ/г компоста.

Метод посева позволил выявить в образцах навоза, соломы и при их трансформации в компост грибы трех отделов: анаморфы Ascomycota, Mucoromycota и дрожжевые грибы из Basidiomycota. Среди аскомицетов это были представители класса Sordariomycetes (порядка Hypocreales — *Fusarium* spp., *Trichoderma atroviride*), Eurotiomycetes (Eurotiales — *Penicillium* spp., *Aspergillus* spp., *Talaromyces* spp.), Dothideomycetes (Pleosporales — *Alternaria* spp., Dothideales — *Aureobasidium pullulans*), Saccharomycetes (Saccharomycetales — *Dipodascus geotrichum*). Среди мукоромицетов порядка Mucorales выявлены *Mucor* spp., *Rhizopus stolonifer*, среди базидиомицетов — только дрожжевые грибы *Filobasidium wieringae*, *Rhodotorula glutinis* из классов Tremellomycetes и Microbotryomycetes соответственно.

Из соломы изолировано больше видов (12), чем из коровьего навоза (5), за счет выявления *Aureobasidium pullulans*, *Alternaria* sp., *A. alternata*, *Aspergillus flavus*, *Fusarium oxysporum*, *F. sporotrichioides*, *Talaromyces* spp., *Penicillium* spp., дрожжевых грибов *Filobasidium wieringae*. Только в коровьем навозе были отмечены *Trichoderma atroviride*, *Mucor circinelloides*, *Penicillium* sp. и *P. spinulosum* sp. Общим для соломы и навоза был *Aspergillus fumigatus*, представители родов *Trichoderma*, *Penicillium*. Высокие показатели относительного обилия (более 10%) имели *A. fumigatus*, *M. circinelloides*, *T. atroviride* в коровьем навозе, *A. alternata*, *A. flavus*, *Talaromyces funiculosus*, *T. variabilis* в соломе.

В течение почти 6 нед. трансформации навоза и соломы в компост число видов грибов по данным посевов снизилось по сравнению с исходными субстратами. На 10, 20, 40 сут изолировали из компостируемой смеси 7, 4 и 5 видов соответственно, но к 60 сут их число возросло до 15 видов. В основном это было связано с выявлением *Dipodascus geotrichum*, *Fusarium sporotrichioides*, *Penicillium* spp., *Talaromyces* spp. на завершающем этапе компостирования (с 40 до 60 сут). В течение всего времени компостирования навоза с соломой выделяли *A. fumigatus*, *M. circinelloides*, *T. atroviride*, *Fusarium* spp., *Penicillium* spp. Виды рода *Alternaria* (*A. alternata*, *Alternaria* sp.) присутствовали в образцах с соломой (10^3 – 10^4 КОЕ/г) и выявлялись на начальных стадиях компостирования, но их число у *A. alternata* в компосте снижалось до 10^2 КОЕ/г.

Методом посева выявлены существенные различия в численности КОЕ, видовом составе и, соответственно, в структуре грибного сообщества в исходных субстратах, изменения этих показателей при трансформации смеси навоза с соломой в компост. В компосте уменьшилось разнообразие и численность грибов, характерных для соломы (*Alternaria* spp., *Aureobasidium pullulans*, *Aspergillus flavus*, *Talaromyces funiculosus*). При сравнении компоста с навозом наблюдали снижение в последнем численности *A. fumigatus*, *M. circinelloides*.

Установлено, что в компосте разнообразие грибов больше, чем в исходных субстратах, в нем сильно возрастает показатель относительного обилия *F. sporotrichioides*.

Структура грибных сообществ навоза, соломы и компоста по данным ДНК-баркодинга. В образцах коровьего навоза среди грибов, идентифицированных методом высокопроизводительного секвенирования, есть представители 6 отделов. Преобладали в микобиоте навоза таксоны отдела Ascomycota — 75.6%, затем следуют Basidiomycota — 11.4%, Mortierellomycota — 10.1%, Chytridiomycota — 0.8%, Aphelidiomycota — 1.8%, Rozellomycota — 0.3% (табл. 3).

В микобиоте навоза отдел Ascomycota представлен классами Sordariomycetes, Eurotiomycetes, Pezizomycetes, Dothideomycetes, Leotiomycetes. Грибы класса Sordariomycetes преобладали (36.02% ОТЕ) и были представлены таксонами из порядков Sordariales (33.94%), Chaetosphaeriales (0.88%), Microascales (0.65%), Hypocreales (0.41%), Glomerellales (0.14%). Среди Sordariales сем. Chaetomiaceae выявлены *Zopfiella tardifaciens*, *Zopfiella* sp., *Mycothermus thermophilus*, *Botryotrichum atrogriseum*, *B. spirotrichum*, в семействе Lasiosphaeriaceae — *Cladorrhinum phialophoroides*, *Cercophora coronata*, *Fimetaria* sp., *Podospora multipilosa*, в Insertae sedis — *Papulaspora equi*, в Chaetosphaeriales сем. Chaetosphaeriaceae *Dinemasporium spinificis*; в Microascales семейства Microascaceae — *Rhinocladium lesnei*, *Pseudallescheria boydii*, *Scedosporium prolificans*. В Glomerellales отмечен только *Colletotrichum hanaui* из Glomerellaceae. В Hypocreales идентифицированы *Penicillifer diparietisporus* и *Cylindrodendrum hubeiense* из семейства Nectriaceae.

Вторыми по представленности в навозе были грибы класса Eurotiomycetes (15.65% ОТЕ) порядков Chaetothyriales (14.67%, Herpotrichiellaceae — *Phialophora cyclaminis*), Onygenales (0.97%, Incertae sedis — *Chrysosporium pseudomerdarium*), Eurotiales (0.01%, Trichocomaceae — *Thermomyces lanuginosus*, *Sagenomella oligospora*).

Заметно меньше в навозе было грибов класса Pezizomycetes (5.71% ОТЕ) порядка Pezizales, среди которых удалось идентифицировать *Ascobolus furfuraceus*. Доля грибов класса Dothideomycetes составила 1.06%, они были представлены видами порядка Pleosporales (1.06%) — *Didymella aurea*, *Preussia flanaganii*, *Alternaria iridialustralis*. Наименьшая доля в сообществе была у видов класса Leotiomycetes (0.31%) порядков Thelebolales (0.28% — *Pseudogymnoascus appendiculatus*, *P. roseus*, *Pseudeurotium bakeri*) и Helotiales (0.03% — *Chalara* sp. и неидентифицированные таксоны). 17% ОТЕ Ascomycota не были идентифицированы на уровне класса.

Среди Basidiomycota в коровьем навозе преобладали грибы класса Agaricomycetes (10.43%) порядка Agaricales (10.15% ОТЕ), до уровня рода

Таблица 3. Структура комплекса грибов в коровьем навозе (метод высокопроизводительного секвенирования ITS рДНК)

ОТЕ число	ОТЕ %	Отдел	Класс	Порядок	Семейство	Род, вид*
421	19.40	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
371	17.09	Ascomycota	—	—	—	—
315	14.52	Ascomycota	Eurotiomycetes	Chaetothyriales	Herpotrichiellaceae	<i>Phialophora cyclaminis</i>
202	9.31	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	—	—
158	7.28	Mortierellomycota	Mortierellomycetes	Mortierellales	Mortierellaceae	<i>Mortierella polygonia</i>
116	5.35	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Zopfiella tardifaciens</i>
107	4.93	Ascomycota	Pezizomycetes	Pezizales	Ascobolaceae	—
45	2.07	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	—
41	1.89	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—
35	1.61	Aphelidiomycota	Aphelidiomycetes	GS16	—	—
21	0.97	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—
19	0.88	Ascomycota	Sordariomycetes	Chaetosphaeriales	Chaetosphaeriaceae	<i>Dinemasporium spinificis</i>
19	0.88	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Didymellaceae	<i>Didymella aurea</i>
17	0.78	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Mycothermus thermophilus</i>
16	0.74	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
16	0.74	Ascomycota	Eurotiomycetes	Onygenales	Incertae sedis	<i>Chrysosporium pseudomerdarium</i>
15	0.69	Basidiomycota	Tremellomycetes	Trichosporonales	Trichosporonaceae	—
14	0.65	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	Hygrophoraceae	—
14	0.65	Chytridiomycota	—	—	—	—
10	0.46	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
9	0.41	Ascomycota	Pezizomycetes	Pezizales	Pyronemataceae	—
9	0.41	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Incertae sedis	<i>Papulaspora equi</i>
8	0.37	Mortierellomycota	Mortierellomycetes	Mortierellales	Mortierellaceae	<i>Mortierella gamsii</i>
8	0.37	Ascomycota	Pezizomycetes	Pezizales	Ascobolaceae	<i>Ascobolus furfuraceus</i>
7	0.32	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Botryotrichum spirotrichum</i>
7	0.32	Ascomycota	Sordariomycetes	Microascales	—	—
7	0.32	Mortierellomycota	Mortierellomycetes	Mortierellales	Mortierellaceae	<i>Mortierella indohii</i>
6	0.28	Basidiomycota	Agaricomycetes	Polyporales	Meruliaceae	<i>Ceraceomyces microsporus</i>
6	0.28	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—
5	0.23	Ascomycota	Eurotiomycetes	Onygenales	Incertae sedis	—
5	0.23	Ascomycota	Sordariomycetes	Hypocreales	—	—
5	0.23	Ascomycota	Sordariomycetes	Microascales	Microascaceae	<i>Rhinocladium lesnei</i>
5	0.23	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Incertae sedis	—

* Приведены виды с числом ОТЕ = 1: *Schizangiella serpentis*, *Cercophora coronate*, *Zopfiella tardifaciens*, *Podospora multipilosa*, *Papulaspora equi*, *Coprinellus marculentus*, *Scedosporium prolificans*, *Thermomyces lanuginosus*, *Sagenomella oligospora*, *Mortierella hyaline*, *Mortierella gamsii*, *Conocybe papillata*, *Phialophora cyclaminis*, *Leucosporidium escuderoi*, *Pseudallescheria boydii*, *Pseudeurotium bakeri*; ОТЕ = 2: *Penicillifer diparietisporus*, *Cylindrodendrum hubeiense*, *Preussia flanaganii*, *Apiotrichum aescaraborum*, *Solicoccozyma terricola*, *Tausonia pullulans*, *Pseudogymnoascus appendiculatus*, *Alternaria iridiauxalis*, *Pseudogymnoascus roseus*, *Rhinocladium lesnei*; ОТЕ = 3: *Colletotrichum hanaui*, *Cladorrhinum phialophoroides*, *Phialophora cyclaminis*, *Remersonia thermophile*, *Botryotrichum atrogriseum*; ОТЕ = 4: *Pluteus longistriatus*. Здесь и далее. Прочерк — не удалось идентифицировать.

доминирующие грибы не удалось идентифицировать. ОТЕ из Polyporales составили 0.28% (*Ceraceomyces microsporus*), в Atheliales единичные ОТЕ (*Tylospora* sp.). В небольшом количестве выявлены ОТЕ класса Tremellomycetes (0.97% ОТЕ), преимущественно из Trichosporonales (0.79%), доли ОТЕ из Filobasidiales и Cystofilobasidiales составили по 0.09%.

Грибы Mortierellomycota представлены исключительно видами класса Mortierellomycetes (8.34% ОТЕ) порядка Mortierellales — *Mortierella polygonia*, *Mortierella* spp.).

В микобиоте соломы (табл. 4) отмечены ОТЕ отделов Ascomycota (67.19%) и Basidiomycota (31.8%). В Ascomycota преобладают ОТЕ классов Dothideomycetes (67.1% ОТЕ). ОТЕ из Pleosporales составляют основную часть (65.22%) и включают виды *Alternaria metachromatica* (49.7% ОТЕ), а также другие виды рода *Alternaria* (*A. iridialustralis*, *A. senecionicola*, *A. dactylidicola*, *A. rosae*, *A. kareliniae*, *A. betae-kenyensis*), *Pyrenophora tritici-repentis*, *Bipolaris eleusines*, *Stemphylium loti*, *Neosascochyta exitialis*, *Ascochyta rabiei*, *Parastagonospora* sp., *Pseudophiobolus italicus*, *Phaeosphaeria tofieldiae*. В Dothideales (1.89% ОТЕ) идентифицированы *Aureobasidium pullulans*, *Pyrenochaetopsis pratorum* и ряд других.

Значительно меньше в соломе выявлено грибов класса Sordariomycetes (0.97%) порядков Glomerellales (0.53%) с доминированием *Colletotrichum spathianum*, а также Xylariales (0.26%), Trichosphaeriales (0.13%), Hypocreales (0.04%), Sordariales (0.01%).

В грибном сообществе соломы отдел Basidiomycota представлен классом Agaricomycetes (24.79%) с видом *Tylospora* sp. Следующими по представленности были виды класса Tremellomycetes (5.47%), преимущественно из Tremellales — *Vishniacozyma carnescentis*, *F. stepposum*, *Dioszegia* spp., *Bulleromyces albus*. Из Filobasidiales (0.09%) — *Filobasidium* spp. и Cystofilobasidiales (0.09%) — *Udeniomyces puniceus*. Доля ОТЕ таксонов класса Microbotryomycetes составила 1.51%, все ОТЕ принадлежали Sporidiobolales (*Sporobolomyces* spp.). В Cystobasidiomycetes (0.04% — *Symmetrospora coprosmae*) и Wallemiomycetes (0.01% — *Wallemia sebi*) было обнаружено по 1 виду.

После 20 сут компостирования навоза с соломой (табл. 5) доля представителей отдела Ascomycota в грибном сообществе составила 52.1%, Basidiomycota — 44.8%, Mortierellomycota 1.3%, Chytridiomycota 0.2%, Rozellomycota 1.0%, Aphelidiomycota 0.6%. Структура доминирования в сообществе грибов изменилась, возросла доля Basidiomycota класса Agaricomycetes (38.17%), преимущественно Agaricales (36.96%) — *Coprinus cordisporus*, *C. annuloporus*, *Coprinellus marculentus*, *C. subdisseminatus*, *Cuphophyllus* sp. В Polyporales (1.14% ОТЕ) идентифицирован *Ceraceomyces microsporus*, в Atheliales (0.07%) — *Tylospora* sp. Tremellomycetes (6.69%)

представлены преимущественно Trichosporonales (6.55%) — *Trichosporon* spp., *Apiotrichum scarabaeorum*, *Saitozyma podzolica*, Filobasidiales (0.07%) — *Solicozozyma terricola*; в Microbotryomycetes (0.14%) обнаружен только *Leucosporidium escuderoi* из Leucosporidiales.

Ascomycota включают ОТЕ преимущественно Sordariomycetes (18.93% ОТЕ), Pezizomycetes (6.32%), Dothideomycetes (4.04%), Eurotiomycetes (2.63%), Leotiomyces (0.49% ОТЕ). 18.1% ОТЕ не были идентифицированы в аскомицетах. Sordariomycetes включают Sordariales (17.45% — *Zopfiella* spp., *Mycothermus thermophilus*, *Botryotrichum spirotrichum*, *Papulaspora equi*, *Cladorrhinum phialophoroides*, *Podospora* spp., *Remersonia thermophile*, *Conlarium* sp., *Gelasinospora saitoi*, неидентифицированные таксоны), Hypocreales (0.92% — *Paracremonium binnewijzendii*), Microascales (0.21% — *Pseudallescheria boydii*, *Rhinocladium lesnei*), Pleurotheciales (0.14% — *Sterigmatobotrys uniseptata*), Chaetosphaeriales (0.07% — *Dinemasporium spinificis*), Coniochaetales (0.07%), Glomerellales (0.07% — *Colletotrichum gloeosporioides*).

Pezizomycetes представлены исключительно Pezizales (6.32% — *Ascobolus* spp., *Scutellinia vitrocola*).

В Dothideomycetes (4.04%) идентифицированы из порядка Pleosporales (3.69%) *Didymella aurea*, *Preussia flanaganii*, *Alternaria iridialustralis*, *Bipolaris eleusines*, в Capnodiales (0.28%) не удалось идентифицировать таксоны, Botryosphaeriales (0.07% — *Phyllosticta paracapitalensis*).

В Eurotiomycetes (2.63%) преобладают ОТЕ из Chaetothyriales (1.70% — *Phialophora cyclaminis*), Onygenales (0.93% — *Chrysosporium pseudomerderium*).

Leotiomyces (0.49% ОТЕ) представлены только Thelebolales — *Pseudogymnoascus roseus*, *P. appendiculatus*, *Pseudeurotium bakeri*.

В Mortierellomycota обнаружены ОТЕ только из Mortierellomycetes (1.28%), в порядке Mortierellales определены виды *Mortierella polygonia*, *M. gamsii*, *Mortierella* sp., *M. alpina*.

В Chytridiomycota (доля ОТЕ Chytridiomycetes 0.21%) не удалось идентифицировать таксоны.

В микобиоте компоста (табл. 6) представители отдела Ascomycota составляют 30.6%, Basidiomycota — 68.8%, Mortierellomycota — 0.4%, доли Chytridiomycota, Rozellomycota, Aphelidiomycota не превышают 0.1%. Среди Ascomycota преобладали грибы класса Sordariomycetes (16.18% ОТЕ), с меньшим числом ОТЕ — Pezizomycetes (4.84%), Dothideomycetes (4.50%), Eurotiomycetes (1.77%), Leotiomyces (0.14%). 3.2% ОТЕ не удалось идентифицировать на уровне класса.

В Ascomycota, классе Sordariomycetes большая часть ОТЕ принадлежит порядку Sordariales (15.09%), выявлены грибы *Zopfiella* spp., *Mycothermus thermophilus*, *Papulaspora equi*, *Podospora* spp. и

Таблица 4. Структура комплекса грибов в соломе пшеницы (метод высокопроизводительного секвенирования ITS рДНК)

ОТЕ число	ОТЕ %	Отдел	Класс	Порядок	Семейство	Род, вид*
3576	49.70	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Alternaria metachromatica</i>
1784	24.79	Basidiomycota	Agaricomycetes	Atheliales	Atheliaceae	—
479	6.66	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Alternaria iridialustralis</i>
330	4.59	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	—
158	2.20	Basidiomycota	Tremellomycetes	Tremellales	Bulleribasidiaceae	<i>Vishniacozyma car-nescens</i>
136	1.89	Ascomycota	Dothideomycetes	Dothideales	Aureobasidiaceae	<i>Aureobasidium pullu-lans</i>
108	1.50	Basidiomycota	Microbotryomycetes	Sporidiobolales	Sporidiobolaceae	<i>Sporobolomyces roseus</i>
79	1.10	Basidiomycota	Tremellomycetes	Filobasidiales	Filobasidiaceae	<i>Filobasidium wierin-gae</i>
66	0.92	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Phaeosphaeriaceae	—
56	0.78	Basidiomycota	Tremellomycetes	Filobasidiales	Filobasidiaceae	<i>Filobasidium steppo-sum</i>
55	0.76	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Pyrenophora tritici-repentis</i>
47	0.65	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Didymellaceae	<i>Didymella aurea</i>
38	0.53	Ascomycota	Sordariomycetes	Glomerellales	Glomerellaceae	<i>Colletotrichum spa-ethianum</i>
34	0.47	Basidiomycota	Tremellomycetes	Tremellales	—	—
26	0.36	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	—
24	0.33	Basidiomycota	Tremellomycetes	Tremellales	Bulleribasidiaceae	<i>Dioszegia hungarica</i>
19	0.26	Ascomycota	Sordariomycetes	Xylariales	Hyponectriaceae	<i>Monographella nivalis</i>
16	0.22	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Bipolaris eleusines</i>
15	0.21	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Alternaria senecioni-cola</i>
15	0.21	Basidiomycota	Tremellomycetes	Tremellales	Tremellaceae	<i>Bulleromyces albus</i>
12	0.17	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Didymellaceae	<i>Neosascochyta exitialis</i>
12	0.17	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Alternaria dactylidi-cola</i>
9	0.13	Ascomycota	Sordariomycetes	Trichosphaeriales	Trichosphaeriaceae	<i>Nigrospora oryzae</i>
9	0.13	Basidiomycota	Tremellomycetes	Tremellales	Bulleribasidiaceae	<i>Dioszegia aurantiaca</i>
8	0.11	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Stemphylium eturmiu-num</i>
6	0.08	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Phaeosphaeriaceae	<i>Pseudoophiobolus italicus</i>
6	0.08	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Pyrenophora chaeto-mioides</i>
5	0.07	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	—
5	0.07	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Pleosporaceae	<i>Alternaria rosae</i>
5	0.07	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Didymellaceae	<i>Neosascochyta gram-inicola</i>

* Не приведены виды с числом ОТЕ = 1: *Pyrenochaetopsis pratorum*, *Wallemia sebi*, *Udeniomyces pyricola*, *Sporobolomyces phaffii*, *Cladosporium delicatulum*, *Cladosporium flabelliforme*, *Aspergillus appendiculatus*; ОТЕ = 2: *Alternaria betae-kenyensis*, *Phaeosphaeria to-fieldiae*, *Udeniomyces puniceus*, *Dioszegia fristingensis*, *Filobasidium oeirense*; ОТЕ = 3: *Symmetrospora coprosmae*; ОТЕ = 4: *Stemphylium loti*, *Ramularia mali*, *Alternaria kareliniae*, *Vishniacozyma globispora*, *Ascochyta rabiei*, *Filobasidium stepposum*.

Таблица 5. Структура комплекса грибов в компостируемом навозе с соломой на 20 сут (метод высокопроизводительного секвенирования ITS рДНК)

ОТЕ число	ОТЕ %	Отдел	Класс	Порядок	Семейство	Род, вид*
497	35.40	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	Agaricaceae	<i>Coprinus cordisporus</i>
270	18.39	Ascomycota	—	—	—	—
97	6.89	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
62	4.41	Ascomycota	Pezizomycetes	Pezizales	Ascobolaceae	—
44	3.13	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	—
42	2.99	Basidiomycota	Tremellomycetes	Trichosporonales	Trichosporonaceae	—
30	2.13	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Didymellaceae	<i>Didymella aurea</i>
28	1.99	Basidiomycota	Tremellomycetes	Trichosporonales	Trichosporonaceae	<i>Apiotrichum scarabaeorum</i>
27	1.92	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Zopfiella longicaudata</i>
23	1.63	Ascomycota	Pezizomycetes	Pezizales	Pyronemataceae	—
22	1.56	Ascomycota	Eurotiomycetes	Chaetothyriales	Herpotrichiellaceae	<i>Phialophora cyclaminis</i>
19	1.35	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Sporormiaceae	<i>Preussia flanaganii</i>
16	1.14	Basidiomycota	Agaricomycetes	Polyporales	Meruliaceae	<i>Ceraceomyces microsporus</i>
16	1.14	Basidiomycota	Tremellomycetes	Trichosporonales	Trichosporonaceae	—
12	0.85	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Zopfiella tardifaciens</i>
12	0.85	Rozellomycota	Microsporidea	Incertae sedis	Caudosporidae	—
12	0.85	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
11	0.78	Mortierellomycota	Mortierellomycetes	Mortierellales	Mortierellaceae	<i>Mortierella polygonia</i>
9	0.64	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	—	—
9	0.64	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Mycothermus thermophilus</i>
9	0.64	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—
8	0.57	Ascomycota	Eurotiomycetes	Onygenales	Incertae sedis	<i>Chrysosporium pseudomerdarum</i>
8	0.57	Ascomycota	Sordariomycetes	Hypocreales	—	—
8	0.57	Aphelidiomycota	Aphelidiomycetes	GS16	—	—
8	0.57	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—
7	0.50	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	Psathyrellaceae	<i>Coprinellus marculentus</i>
5	0.36	Mortierellomycota	Mortierellomycetes	Mortierellales	Mortierellaceae	<i>Mortierella gamsii</i>
5	0.36	Ascomycota	Eurotiomycetes	Onygenales	Incertae sedis	—
5	0.36	Basidiomycota	Tremellomycetes	Trichosporonales	Trichosporonaceae	—

* Не приведены виды с числом ОТЕ = 1: *Dinemasporium spinificis*, *Remersonia thermophila*, *Phyllosticta paracapitalensis*, *Saitozyma podzolica*, *Coprinus annuloporus*, *Colletotrichum gloeosporioides*, *Solicoccozyma terricola*, *Mortierella alpine*, *Bipolaris eleusines*, *Pseudallescheria boydii*, *Rhinochlamydomonas lesnei*, *Apiotrichum scarabaeorum*; ОТЕ = 2: *Sterigmatobotrys septata*, *Scutellinia vitroreola*, *Paracremonium binnewijzendii*, *Phialophora cyclaminis*, *Ascobolus furfuraceus*, *Leucosporidium escuderoi*, *Pseudogymnoascus appendiculatus*, *Gelasinospora saitoi*, *Alternaria iridialustralis*, *Pseudeurotium bakeri*; ОТЕ = 3: *Cladorrhinum phialophoroides*, *Paracremonium binnewijzendii*, *Pseudogymnoascus roseus*; ОТЕ = 4: *Botryotrichum spirotrichum*, *Coprinellus subdisseminatus*, *Papulaspora equi*.

Таблица 6. Структура комплекса грибов в компосте (метод высокопроизводительного секвенирования ITS рДНК)

ОТЕ число	ОТЕ %	Отдел	Класс	Порядок	Семейство	Род, вид*
510	34.66	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	Psathyrellaceae	<i>Coprinellus marculentus</i>
309	21.02	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	Psathyrellaceae	<i>Coprinellus subdisseminatus</i>
136	9.25	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	Agaricaceae	<i>Coprinus cordisporus</i>
66	4.50	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
63	4.29	Ascomycota	Dothideomycetes	Pleosporales	Didymellaceae	<i>Didymella aurea</i>
60	4.08	Ascomycota	Pezizomycetes	Pezizales	Ascobolaceae	—
48	3.27	Ascomycota	—	—	—	—
35	2.38	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	—
33	2.24	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Zopfiella longicaudata</i>
33	2.24	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Zopfiella tardifaciens</i>
18	1.22	Ascomycota	Eurotiomycetes	Chaetothyriales	Herpotrichiaceae	<i>Phialophora cyclaminis</i>
17	1.16	Basidiomycota	Tremellomycetes	Trichosporonales	Trichosporonaceae	—
14	0.95	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—
13	0.88	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Chaetomiaceae	<i>Mycothermus thermophilus</i>
13	0.88	Basidiomycota	Tremellomycetes	Trichosporonales	Trichosporonaceae	—
7	0.48	Ascomycota	Pezizomycetes	Pezizales	Pyronemataceae	—
6	0.41	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	—	—
6	0.41	Basidiomycota	Agaricomycetes	Agaricales	—	—
6	0.41	Ascomycota	Eurotiomycetes	Onygenales	Incertae sedis	<i>Chrysosporium pseudomerdarium</i>
5	0.34	Basidiomycota	Agaricomycetes	Polyporales	Meruliaceae	<i>Ceraceomyces microsporus</i>
4	0.27	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—
4	0.27	Ascomycota	Sordariomycetes	Hypocreales	Nectriaceae	<i>Paracremonium binnewijzendii</i>
4	0.27	Basidiomycota	Tremellomycetes	Trichosporonales	Trichosporonaceae	<i>Apiotrichum scarabaeorum</i>
3	0.20	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
3	0.20	Mortierellomycota	Mortierellomycetes	Mortierellales	—	—
3	0.20	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
3	0.20	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	—	—
3	0.20	Ascomycota	Sordariomycetes	Hypocreales	—	—
3	0.20	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—

Таблица 6. Окончание

ОТЕ число	ОТЕ %	Отдел	Класс	Порядок	Семейство	Род, вид*
3	0.20	Ascomycota	Sordariomycetes	Microascales	Microascaceae	<i>Rhinochadium lesnei</i>
3	0.20	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Incertae sedis	—
2	0.14	Ascomycota	Pezizomycetes	Pezizales	Pyronemataceae	—
2	0.14	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Lasiosphaeriaceae	—
2	0.14	Ascomycota	Sordariomycetes	Sordariales	Incertae sedis	<i>Papulaspora equi</i>
2	0.14	Mortierellomycota	Mortierellomycetes	Mortierellales	Mortierellaceae	<i>Mortierella polygonia</i>
2	0.14	Ascomycota	Sordariomycetes	Microascales	Microascaceae	<i>Pseudallescheria boydii</i>
2	0.14	Ascomycota	Sordariomycetes	Hypocreales	Nectriaceae	<i>Fusarium concentricum</i>

* Не приведены виды с числом ОТЕ = 1: *Hypomyces khaoyaiensis*, *Phyllosticta paracapitalensis*, *Coprinellus pallidus*, *Paracremonium binnewijzendii*, *Mortierella indohii*, *Scutellinia vitreola*, *Coprinus annuloporus*, *Phialophora cyclaminis*, *Ascobolus furfuraceus*, *Solicozozyma terricola*, *Alternaria iridialustralis*, *Penicillium aethiopicum*; ОТЕ = 2: *Papulaspora equi*, *Mortierella polygonia*, *Pseudallescheria boydii*, *Fusarium concentricum*; ОТЕ = 3: *Rhinochadium lesnei*; ОТЕ = 4: *Paracremonium binnewijzendii*, *Apiotrichum scarabaeorum*.

Таблица 7. Изменения в структуре отделов грибной биоты при компостировании коровьего навоза с соломой пшеницы (метод высокопроизводительного секвенирования), ОТЕ %

Таксон	Навоз	Солома	Компост	
			20 сут	60 сут
Ascomycota	75.6	68.2	52.1	30.6
Basidiomycota	11.4	31.8	44.8	68.8
Mortierellomycota	10.1	0	1.3	0.4
Chytridiomycota	0.8	0	0.2	<0.1
Rozellomycota	0.3	0	1.0	<0.1
Aphelidiomycota	1.8	0	0.6	<0.1

неидентифицированные таксоны, в Hypocreales *Paracremonium binnewijzendii*, *Fusarium concentricum*, *Hypomyces khaoyaiensis*, в Microascales *Pseudallescheria boydii*, *Rhinochadium lesnei*. В классе Pezizomycetes (4.84% ОТЕ) порядок Pezizales представлен видами *Ascobolus* sp., *Scutellinia vitreola*.

В Dothideomycetes доминируют грибы из Pleosporales (4.36% ОТЕ) — *Didymella aurea*, *Alternaria iridialustralis*, с низким процентом ОТЕ (<0.1%) Capnodiales, Botryosphaeriales (*Phyllosticta paracapitalensis*).

В Eurotiomycetes преобладают виды из Chaetothyriales (1.29%) — *Phialophora cyclaminis*, Onygenales составляют 0.41% — *Chrysosporium pseudomerdarum*. Единичные ОТЕ отмечены в Eurotiales (0.07%).

В Basidiomycota доминируют Agaricomycetes (66.37%), преимущественно из Agaricales (65.89%), с преобладанием ОТЕ *Coprinellus marculentus*, *C. sub-*

disseminatus, *Coprinus cordisporus*, с меньшим числом ОТЕ *Coprinellus pallidus*, *Coprinus annuloporus*. Меньшее число ОТЕ обнаружено в Polyporales (0.34%) — *Ceraceomyces microsporus* и Sebaciniales (<0.07%). Tremellomycetes в Basidiomycota составляют 2.45% ОТЕ и включают Trichosporonales (2.38%) с видами *Trichosporon* spp., *Apiotrichum scarabaeorum* и Filobasidiales (0.07%) с видом *Solicozozyma terricola*.

Mortierellomycota включает ОТЕ из класса Mortierellomycetes (0.41%) порядка Mortierellales — *Mortierella polygonia*, *M. indohii*.

ОБСУЖДЕНИЕ

ДНК-баркодирование позволило обнаружить грибы из отделов Ascomycota, Basidiomycota, Mortierellomycota, Chytridiomycota, Rozellomycota, Aphelidiomycota (табл. 7), культуральный метод — Asco-

Таблица 8. Изменения в структуре грибной биоты при компостировании коровьего навоза с соломой пшеницы, полученной методами посева (П*) и ITS2 ДНК-баркодинга (М**)

Таксон		Относительное обилие							
		навоз		солома		компост			
						20 сут		60 сут	
		П	М	П	М	П	М	П	М
Ascomycota	Sodariomycetes:	++	+++	+	+	+++	++	+++	++
	Sordariales		+++		+		++		++
	Chaetosphaeriales		+				+		
	Microascales		+				+		+
	Hypocreales	++	+	+	+	+++	+	+++	+
	Glomerellales				+		+		
	Xylariales				+				
	Trichosphaeriales				+				
	Coniochaetales						+		
	Eurotiomycetes:	+++	++	+++	+	+++	+	++	+
	Chaetothyriales	+++	++	+++	+	+++	+	++	+
	Onygenales		+				+		+
	Eurotiales		+						+
	Pezizomycetes:		+				+		+
	Pezizales		+				+		+
	Dothideomycetes:		+	++	+++		+	+	+
	Pleosporales		+	++	+++		+	+	+
	Dothideales			+	+		+		+
	Capnodiales				+		+		+
	Botryosphaeriales								
	Leotiomycetes:		+				+		+
	Thelebolales		+				+		+
	Helotiales		+						
	Saccharomycetes:							++	
	Saccharomycetales							++	
Basidiomycota	Agaricomycetes:		++		++		+++		+++
	Agaricales		++		++		+++		+++
	Polyporales		+				+		+
	Atheliales		+						+
	Sebacinales								+
	Tremellomycetes:		+	+	+		+		+
	Trichosporonales		+	+	+		+		+
	Filobasidiales		+		+		+		+
	Cystofilobasidiales		+		+		+		
	Tremellales								
	Microbotryomycetes:				+		+	+	
	Sporidiobolales				+		+	+	
	Leucosporidiales								
	Wallemiomycetes:				+				
	Wallemiales				+				
	Cystobasidiomycetes				+				

Таблица 8. Окончание

Таксон		Относительное обилие							
		навоз		солома		компост			
						20 сут		60 сут	
		П	М	П	М	П	М	П	М
Mortierellomycota	Mortierellomycetes: Mortierellales		+				+		+
			+				+		+
Mucoromycota	Mucoromycetes Mucorales	+++ +++				++ ++		+	
								+	
Chytridiomycota	Chytridiomycetes: Chytridiales		+				+		
			+						
Aphelidiomycota	Aphelidiomycetes		+				+		+
Rozellomycota	Microsporidea		+				+		+

*П — показатель относительного обилия по доли КОЕ таксона от общего числа КОЕ: +++ >30%; ++ 10–30%; + <10%.

**М — показатель относительного обилия по доли ОТЕ таксона от общего числа ОТЕ: +++ >30% ОТЕ; ++ 10–30% ОТЕ; + <10% ОТЕ.

mycota, Basidiomycota, Mucoromycota. Совпадение видов, выявленных при применении метода посева и ДНК-баркодинга, было незначительным, хотя все порядки (за исключением Saccharomycetales в Ascomycota и Mucorales в Mucoromycota), обнаруженные культуральным методом, были выявлены и с помощью ДНК-баркодинга (табл. 8). Только единичные виды были установлены одновременно обоими методами. Это базидиомицет *Filobasidium wieringae* из Filobasidiales, представители аскомицетов порядков Pleosporales (*Alternaria* spp.) и Dothideales (*Aureobasidium pullulans*) в Dothideomycetes, Eurotiales (*Penicillium* spp., *Aspergillus* spp.) в Eurotiomycetes. Возможно, это связано с тем, что в посевах большая часть колоний вырастает из спор, которые трудно поддаются разрушению при подготовке ДНК для генетического анализа.

Оба метода показали, что по составу грибов компост сильно отличается от исходных субстратов, а исходные субстраты отличаются между собой по комплексам обнаруженных в них грибов. Они продемонстрировали, что в соломе и на начальном этапе компостирования соломы с навозом часто встречаются аскомицеты порядков Pleosporales (*Alternaria* spp.) и Eurotiales (*Penicillium* spp., *Aspergillus* spp.). Метод посева выявил значительно меньше видов в грибных сообществах изучаемых субстратов, чем ДНК-баркодинг. По результатам посевов доминирующие в навозе виды *Mucor circinelloides* и *Trichoderma atroviride* отсутствуют в соломе, где наблюдается большее разнообразие эпифитных и фитопатогенных аскомицетов *Alternaria* spp., *Aspergillus* spp., *Aureobasidium pullulans*, *Talaromyces* spp., базидиомицетных дрожжей *Filobasidium wieringae*. Прослежены изменения в числе КОЕ и операционно-таксономических еди-

ниц таксонов разного уровня при трансформации навоза с соломой в компост. Посевами на среды показано уменьшение при компостировании численности грибов, характерных для соломы (*Alternaria* spp., *A. pullulans*, *A. flavus*, *T. funiculosus*) и обильно представленных в навозе *A. fumigatus*, *M. circinelloides*, рост числа КОЕ в компосте таких видов, как *D. geotrichum*, базидиомицетных дрожжей. Численность и разнообразие видов, согласно культуральному методу, уменьшались в компостируемых субстратах до 40 сут, но на завершающей стадии, в компосте, видовое богатство грибов вновь возрастало.

ДНК-баркодинг позволил выявить значительно большее число видов грибов как в исходных субстратах, так и в компосте, и рельефнее показал динамику таксономической структуры грибного сообщества при компостировании навоза и соломы (табл. 9). Она выражается в существенном увеличении доли базидиомицетов (преимущественно *Coprinus* spp., *Coprinellus* spp.) и снижении таксонов других отделов в ходе этого процесса, в первую очередь доминирующих в исходных субстратах аскомицетов. Так, в навозе доля ОТЕ аскомицетов в сообществе составляла 75.6% от всех обнаруженных ОТЕ грибов (преимущественно Sordariomycetes), в соломе 68.2% ОТЕ (преимущественно из класса Dothideomycetes). Доля ОТЕ базидиомицетов с преобладанием Agaricomycetes в навозе и соломе составила 11.4 и 31.8% соответственно. После 20 сут компостирования субстратов доли ОТЕ Ascomycota и Basidiomycota в микробиоте составляли 52.1 и 44.8%, а в компосте (через 60 сут) таксоны отдела Basidiomycota значительно преобладали (68.8%) над Ascomycota (30.6%). В работе Нехера с соавт. [24] при компостировании навоза с добавками лигноцеллюлозных суб-

Таблица 9. Изменения в структуре классов и порядков грибной биоты (ОТЕ %) при компостировании коровьего навоза с соломой пшеницы (метод высокопроизводительного секвенирования)

Таксон		Навоз	Солома	Компост	
				20 сут	60 сут
Ascomycota	Sodariomycetes:	36.02	0.97	18.93	16.18
	Sordariales	33.94	0.01	17.45	15.09
	Chaetosphaeriales	0.88		0.07	
	Microascales	0.65		0.21	0.34
	Hypocreales	0.41	0.04	0.92	0.75
	Glomerellales	0.14	0.53	0.07	
	Xylariales		0.26		
	Trichosphaeriales		0.13		
	Coniochaetales			0.07	
	Pleurotheciales			0.14	
	Eurotiomycetes:	15.65	0.01	2.63	1.77
	Chaetothyriales	14.67		1.70	1.29
	Onygenales	0.97		0.93	0.41
	Eurotiales	0.01	0.01		0.07
	Pezizomycetes:	5.71	0	6.32	4.84
	Pezizales	5.71		6.32	4.84
	Dothideomycetes:	1.06	67.19	4.04	4.50
	Pleosporales	1.06	65.22	3.69	4.36
	Dothideales		1.89		
	Capnodiales		0.08	0.28	0.07
	Botryosphaeriales			0.07	0.07
	Leotiomycetes:	0.31	0	0.49	0.14
	Thelebolales	0.28		0.49	
	Helotiales	0.03		0	0.14
Basidiomycota	Agaricomycetes:	10.43	24.79	38.17	66.37
	Agaricales	10.15	0	36.96	65.89
	Polyporales	0.28	0	1.14	0.34
	Atheliales	<0.01	24.79	0.07	0.07
	Sebacinales				0.07
	Tremellomycetes:	0.97	5.47	6.69	2.45
	Trichosporonales	0.79		6.55	2.38
	Filobasidiales	0.09	2.00	0.07	0.07
	Cystofilobasidiales	0.09	0.04		
	Tremellales		3.43	0.07	
	Microbotryomycetes:	0	1.51	0.14	0
	Sporidiobolales		1.51		
	Leucosporidiales			0.14	
	Wallemiomycetes:	0	0.01	0	0
	Wallemiales		0.01		
Cystobasidiomycetes	0	0.04	0		
Mortierellomycota	Mortierellomycetes:	8.34	0	1.28	0.41
	Mortierellales	8.34		1.28	0.41
Chytridiomycota	Chytridiomycetes:	0.14	0	0.21	0
	Chytridiales	0.14			

стратов (древесной щепы, бумаги, сена, соломы) с помощью метода высокопроизводительного секвенирования наблюдали близкую смену преобладающих таксонов грибов, только на начальном этапе были зигомицеты, затем следовали аскомицеты и на конечном этапе — базидиомицеты.

Число ОТЕ отделов Mortierellomycota, Chytridiomycota, Rozellomycota и Aphelidiomycota, которые были обнаружены в коровьем навозе, уменьшилось на порядок уже к 20 сут. Оно не превышало 12 ОТЕ в компостируемых субстратах, а в компосте выявлено не более 2–3 их ОТЕ. До уровня рода и вида представители Chytridiomycota, Rozellomycota и Aphelidiomycota не идентифицированы. Это зооспоровые грибы, и логично уменьшение их численности в компосте, местообитании заметно менее влажном, чем свежий навоз.

В отличие от метода посева общее разнообразие выявленных видов грибов ДНК-баркодингом было больше в исходных субстратах, чем в компосте. В целом есть виды с разными показателями численности в компосте и в исходных субстратах. Так, *Zopfiella* spp., *Phialophora cyclaminis*, *Mycothermus thermophilus* присутствовали в навозе и в компосте, *Didymella aurea*, *Alternaria iridialustralis* — в навозе, соломе и компосте. Этот факт отмечали и ранее [6, 11, 16, 24], но есть определенная специфика, связанная с особенностями состава грибов в исходных субстратах и условиями компостирования.

Помимо изменения таксономической структуры микобиоты при компостировании навоза и соломы произошли значимые перестройки в составе эколого-трофических групп грибов. Число ОТЕ термофильных видов *Thermomyces lanuginosus*, *Mycothermus thermophiles*, *Remersonia thermophile* несколько возросло в компосте, что можно объяснить повышением температуры субстратов в начальный период компостирования. Увеличилось число КОЕ термотолерантных видов родов *Aspergillus*, *Talaromyces*, что наблюдали и другие исследователи [11, 24]. В грибном сообществе соломы разнообразны виды родов *Bipolaris*, *Colletotrichum*, *Alternaria*, *Pyrenophora*, *Stemphylium*, *Ramularia*, *Parastagonospora*, *Neoascochyta*, *Didymella*, которые представляют опасность как фитопатогены или потенциальные фитопатогены. В компосте их существенно меньше или они отсутствуют. В компосте снизилось число ОТЕ и разнообразие эпифитных видов родов *Cladosporium*, *Vishniacozyma*, *Filobasidium*, *Sporobolomyces*, *Aureobasidium pullulans*, которые составляли типичный компонент микобиоты соломы. Базидиальный дрожжевой гриб *Filobasidium wieringae*, обнаруженный с помощью обоих использованных методов, широко распространен на поверхности и в тканях многих растений, откуда он попадает в компостируемые

субстраты [14]. Наблюдали увеличение числа ОТЕ грибов родов *Coprinus*, *Coprinellus*, *Ascobolus*, *Podospora*, *Zopfiella*, или оно было сходным с таковым в навозе [18]. *Zopfiella* spp., имеющие значимые показатели ОТЕ в навозе, в смеси навоза и соломы на 20 сут, а также в компосте, известны и как копрофильные аскомицеты, так и ассоцианты многих растений, в том числе эндофиты [22, 40]. *Coprinus* spp. и *Coprinellus* spp. — наиболее известные как копрофильные виды, встречаются в разнообразных местообитаниях, таких как почвы газонов и пастбищ, навоз копытных, остатки трав и упавшие стволы деревьев в лесах [17]. Они развиваются на поздних стадиях разложения древесных остатков, участвуя в трансформации их в гумусовые соединения [25].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сукцессонные изменения структуры комплексов грибов в субстратах при компостировании выражаются в существенном увеличении представленности базидиомицетов, способных к разрушению труднодоступных органических соединений, таких как лигноцеллюлоза, и в снижении доли доминирующих в исходных субстратах аскомицетов, использующих более простые и легкодоступные соединения.

Относительное обилие КОЕ, обнаруженное методом посева, показывает на интенсивность спорообразования того или иного вида, так как большая часть колоний при посевах на питательные среды вырастает из спор. Исходя из этого, можно отметить активное спорообразование ряда видов на определенных этапах компостирования. Это очень важно для оценки потенциальных рисков для здоровья человека, так как многие обнаруженные анаморфные аскомицеты образуют токсины, а их споры служат причиной аллергических реакций и микозов у людей с ослабленной иммунной системой [9]. Так, *Aspergillus fumigatus* имел высокие показатели относительного обилия, составляющие 53% после 10 сут компостирования. Этот гриб имеет уровень опасности для человека BSL-2, это основной возбудитель аспергиллезов, типичных ингаляционных микозов, сопровождающихся аллергическими реакциями разных проявлений [1]. Из воздуха эти споры благодаря малым размерам (2.5–3.0 мкм) попадают в легкие и вызывают легочные аспергиллезы. *A. flavus* имеет тот же уровень опасности, что и *A. fumigatus*, и является основным агентом аллергических бронхиальных аспергиллезов [9]. *Dipodascus geotrichum* имеет меньший по сравнению с аспергиллами уровень опасности BSL-1 и может поражать как кишечный тракт человека, так и вызывать бронхолегочные микозы. Виды рода *Fusarium* являются широко известными продуцентами токсинов (трихотеценов, зеарелона,

фумонизинов). *A. alternata* также продуцирует микотоксины и может вызывать аллергию и астму у детей [10]. Микотоксины способны долго сохраняться в субстрате, даже после потери грибами-продуцентами жизнеспособности, и могут попадать в почву, а затем и в растения с биоудобрениями [1]. Это свидетельствует о том, что при компстировании отходов для поддержания нужных санитарно-эпидемиологических условий и качества биоудобрений необходим микологический контроль. Анализ микобиоты может внести ценный вклад при проверке готовности компоста для внесения в почву в качестве биоудобрения. Компост является не только ценным сбалансированным органическим удобрением, но и может существенно повышать супрессивность почв к фитопатогенным микроорганизмам.

Полученные данные указывают, что характеристика грибных сообществ изучаемого экотопа будет значительно полнее и детальнее при их изучении методами посева и метабаркодинга.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение 075-15-2021-1396).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кононенко Г.П. Токсигенные микромицеты-космополиты рода *Aspergillus*: новые факты последних десятилетий // Иммунопатология, аллергология, инфектология. 2021. № 4. С. 77–82.
2. М-МВИ-80-2008. Методика выполнения измерений массовой доли элементов в пробах почв, грунтов и донных отложений методами атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектроскопии. 000 Мониторинг. СПб., 2008. 27 с.
3. Ножевникова А.Н., Миронов В.В., Бочкова Е.А., Литти Ю.В., Русскова Ю.И. Состав микробного сообщества на разных стадиях компстирования, перспектива получения компоста из муниципальных органических отходов (обзор) // Прикладная биохимия и микробиология. 2019. Т. 55. № 3. С. 211–221.
4. Antunes L.P., Martins L.F., Pereira R.V., Thomas A.M., Barbosa D., Lemos L.N., Machado Silva G.M. et al. Microbial community structure and dynamics in thermophilic composting viewed through metagenomics and metatranscriptomics // Sci. Rep. 2016. V. 6. № 38915. <https://doi.org/10.1038/srep38915>
5. Arx von J.A. The Genera of fungi sporulating in pure culture. Vaduz, 1981. 424 p.
6. Bertoldi de M., Vallini G., Pera A. The biology of composting: a review // Waste Management Research. 1983. № 133. P. 157–176.
7. Booth C. Fusarium. Laboratory guide to the identification of the major species. C.M.I., 1977. 57 p.
8. Crous P.W., Braun U., Schubert K., Groenewald J.Z. The genus *Cladosporium* and similar dematiaceous hyphomycetes // Stud Mycol. 2007. V. 58. P. 1–253.
9. De Hoog G.S., Guarro J., Gené J., Figueras M.J. Atlas of Clinical Fungi. Utrecht: CBS-KNAW. Fungal Biodiversity Centre, 2011. 1126 p.
10. De Gannes V., Eudoxie G., Hickey W.J. Prokaryotic successions and diversity in composts as revealed by 454-pyrosequencing // Bioresour. Technol. 2013a. № 133. P. 573–580. <https://doi.org/10.1016/j.biortech.2013.01.138>
11. De Gannes V., Eudoxie G., Hickey W.J. Insights into fungal communities in composts revealed by 454-pyrosequencing: implications for human health and safety // Frontiers Microbiology. 2013. V. 4. № 164. P. 1–9.
12. Domsch K.H., Gams W., Anderson T.-H. Compendium of Soil Fungi. IHW-Verlag et Verlagsbuchhandlung, Eching, 2007. 672 p.
13. Ellis M.B. Dematiaceous Hyphomycetes. Commonwealth Mycological Institute, Kew, 390 Surrey. England. 1971. 608 p.
14. Glushakova A.M., Kachalkin A.V. Yeasts of Nikitsky Botanical Garden Plants // Microbiology. 2017. V. 86. № 5. P. 647–652.
15. Green S.J., Michel F.C., Yadar Y., Minz D. Similarity of bacterial community in sawdust – and straw-amended cow manure compost // FEMS Microbiol. Lett. 2004. V. 233. P. 115–123. <https://doi.org/10.1016/j.femsle.2004.01.049>
16. Hansgate A.M., Schloss P.D., Anthony G.H., Walker L.P. Molecular characterization of fungal community dynamics in the initial stages of composting // FEMS Microbiol. Ecol. 2005. № 51. P. 209–214. <https://doi.org/10.1016/j.femsec.2004.08.009>
17. Keirle M.R., Hemmes D.E., Desjardin D.E. Agaricales of the Hawaiian Islands. 8. Agaricaceae: *Coprinus* and *Podaxis*; *Psathyrellaceae*: *Coprinopsis*, *Coprinellus* and *Parasola*. Fungal Diversity. 2004. № 15. P. 33–124.
18. Kirk P.M., Cannon P.F., Minter D.W., Stalpers J.A. Dictionary of the Fungi. Wallingford: CAB Int., 2008. 2600 p.
19. Klich M.A. Identification of Common *Aspergillus* Species. Utrecht: Centraalbureau voor Schimmelcultures, 2002. 528 p.
20. Latgé J.-P., Chamilos G. *Aspergillus fumigatus* and *Aspergilloles* in 2019 // Am. Soc. Microbiol. 2019. V. 33. № 1. <https://doi.org/10.1128/CMR.00140-18>
21. Lopez-Gonzalez J.A., Suarez-Estrella F., Vargas-García M.C., Lopez M.J., Jurado M.M., Moreno J. Dynamics of bacterial microbiota during lignocellulosic waste composting: Studies upon its structure, functionality and biodiversity // Bioresour. Technol. 2015. № 175. P. 406–416.

22. Melo R.F.R., Maia L.C., Miller A.N. Coprophilous ascomycetes with passive ascospore liberation from Brazil // *Phytotaxa*. 2017. V. 295. № 2. P. 159–172. <https://doi.org/10.11646/phytotaxa.295.2.4>
23. Mohammadipour Z., Enayatizamir N., Ghezelbash G., Moezzi A. Bacterial Diversity and Chemical Properties of Wheat Straw-Based Compost Leachate and Screening of Cellulase Producing Bacteria // *Waste and Biomass Valorization*. 2021. V. 12. № 6. <https://doi.org/10.1007/s12649-020-01119-w>
24. Neher D.A., Weicht T.R., Bates S.T., Leff J.W., Fierer N. Changes in Bacterial and Fungal Communities across Compost Recipes, Preparation Methods, and Composting Times // *PLoS One*. 2013. V. 8. № 11. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0079512>
25. Oliver J.P., Perkins J., Jellison J. Effect of fungal pretreatment of wood on successional decay by several inky cap mushroom species // *Int. Biodeterioration Biodegradation*. 2010. V. 64. № 7. P. 646–651.
26. Partanen P., Hultman J., Paulin L., Auvinen P., Romantschuk M. Bacterial diversity at different stages of the composting process // *BMC Microbiol*. 2010. № 10. P. 94. <https://doi.org/10.1186/1471-2180-10-94>
27. Paulussen C., Hallsworth J.E., Alvarez-Perez S., Nierman W.C., Hamill P.G., Blain D., Rediers H., Lievens B. Ecology of aspergillosis: insights into the pathogenic potency of *Aspergillus fumigatus* and some other *Aspergillus* species // *Microbial Biotechnology*. 2017. V. 10. № 2. P. 296–322. <https://doi.org/10.1111/1751-7915.12367>
28. Peters S., Koschinsky S., Schwieger, Tebbe C.C. Succession of microbial communities during hot composting as detected by PCR-single-strand-conformation polymorphism-based genetic profiles of small-subunit rRNA genes // *Appl. Environ. Microbiol*. 2000. V. 66. P. 930–936.
29. Raper K.B., Fennell D.I. The Genus *Aspergillus*. The Williams and Wilkins Company, Baltimore. 1965. 686 p.
30. Raper K.B., Thom C., Fennell D.I. A Manual of the Penicillia. N.Y.: Hafner Publishing Company, 1968. 875 p.
31. Rifai M.A. A revision on the genus *Trichoderma* // *Mycol Pap*. 1969. V. 116. P. 1–56.
32. Ryckeboer J., Mergaert J., Vaes K., Klammer S., De Clerco D., Coosemans J., Insam H., Swings J. A survey of bacteria and fungi occurring during composting and self-heating processes // *Annals Microbiol*. 2003. V. 53. № 4. P. 349–410.
33. Samson R.A., Houbraken J. Phylogenetic and taxonomic studies on the genera *Penicillium* and *Talaromyces* // *Stud Mycol*. 2011. V. 70. P. 1–183.
34. Schipper M.A. On certain species of *Mucor* with a key to all accepted species: 2. On the genera *Rhizomucor* and *Parasitella* // *Stud. Mycol*. 1978. V. 17. P. 1–71.
35. Schloss P.D., Hay A.G., Wilson D.B., Walker L.P. Tracking temporal changes of bacterial community fingerprints during the initial stages of composting // *FEMS Microbiol. Ecol*. 2003. V. 46. P. 1–9.
36. Seifert K., Morgan-Jones G., Gams W., Kendrick B. The Genera of Hyphomycetes. Utrecht: CBS-KNAW Fungal Biodiversity Centre, 2011. 997 p. <https://doi.org/10.3767/003158511X617435>
37. Takaku H., Kodaira S., Kimoto A., Nashimoto M., Takagi M. Microbial communities in the garbage composting with rice hull as an amendment revealed by culture-dependent and independent approaches // *J. Biosci. Bioeng*. 2006. V. 101. P. 42–50.
38. Tuomela M., Vikman M., Hatakka A., Itavaara M. Biodegradation of lignin in a compost environment: a review // *Bioresource Technology*. 2000. V. 72. P. 169–183.
39. Wang C., Guo X., Deng H., Dong D., Tu Q., Wu W. New insights into the structure and dynamics of actinomycetal community during manure composting // *Appl. Microbiol. Biotechnol*. 2014. V. 98. № 7. P. 3327–3337.
40. Yi X.W., He J., Sun L.T., Liu J.K., Wang G.K., Feng T. 3-Decalinoyletetracyclic acids from kiwi-associated fungus *Zopfiella* sp. and their antibacterial activity against *Pseudomonas syringae* // *RSC advances*. 2021. V. 11. № 31. P. 18827–18831. <https://doi.org/10.1039/d1ra02120f>
41. Zhang L.L., Zhang H.Q., Wang Z.H., Chen G.J., Wang L.S. Dynamic changes of the dominant functioning microbial community in the compost of a 90-m(3) aerobic solid state fermentor revealed by integrated meta-omics // *Bioresource Technol*. 2016. V. 203. P. 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.biortech.2015.12.040>

Dynamics of Mycobiota during Composting of Cow Manure and Straw

A. V. Kurakov¹, * and E. N. Bilanenko¹

¹Moscow State University, Faculty of Biology, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: kurakov57@mail.ru

The study of the dynamics of mycobiota during composting of cow manure and wheat straw using DNA barcoding and culture method was carried out. Using DNA barcoding, fungi of phyla Ascomycota, Basidiomycota, Mortierellomycota, Chytridiomycota, Rozellomycota, Aphelidiomycota were found. Cultural method (plating) identified Ascomycota, Basidiomycota, Mucoromycota. All the orders of fungi established by the plating method, with the exception of Saccharomycetales in Ascomycota and Mucorales in Mucoromycota, were also discovered using DNA barcoding, but many others were the latter. The coincidence of the species detected by both methods was very rare. Changes in the number of colony-forming and operational-taxonomic units of taxa of different levels during the transformation of manure with straw into compost were traced. DNA barcoding

made more fully identify changes in the taxonomic and ecological-trophic structure of the fungal community during composting of manure and straw. They are expressed in a significant increase in the representation of basidiomycetes, especially *Coprinus* spp., *Coprinellus* spp., in compost, capable of transformation of lignin, complex organic substances of manure, and a decrease in the proportion of abundantly spore-bearing, "sugar" and cellulolytic ascomycetes dominating in the initial substrates: Sordariomycetes in manure and Dothideomycetes in straw. During composting, significant rearrangements occurred in the composition of coprophilic, epiphytic and phytopathogenic fungi. The importance of toxin-forming, allergenic and thermophilic species of fungi that pose a danger to human health, and the possibility of assessing the readiness of compost for application to the soil as a biofertilizer, taking into account data on mycobiota, are discussed.

Keywords: fungi, taxonomic structure, communities, ecological and trophic groups, composting, manure, straw

РАЗМЕРЫ И СООТНОШЕНИЯ ПУЛОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА
В СЕРОЙ ЛЕСНОЙ ПОЧВЕ ПРИ МНОГОЛЕТНЕМ ПРИМЕНЕНИИ
МИНЕРАЛЬНЫХ И ОРГАНИЧЕСКИХ УДОБРЕНИЙ© 2023 г. В. М. Семенов^а, *, Т. Н. Лебедева^а, Н. Б. Зинякова^а, Д. А. Соколов^а^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московской области, 142290 Россия

*e-mail: v.m.semenov@mail.ru

Поступила в редакцию 07.11.2022 г.

После доработки 05.12.2022 г.

Принята к публикации 06.12.2022 г.

Почвенное органическое вещество предложено подразделять на структурные и процессные пулы. К структурным пулам отнесены твердые органические частицы (Particulate Organic Matter, $C_{\text{РОМ}}$) и минерально-связанное органическое вещество (Mineral-Associated Organic Matter, $C_{\text{МАОМ}}$), а к процессным пулам — микробная биомасса ($C_{\text{МИК}}$) и потенциально-минерализуемое органическое вещество (C_0). Исследования проводили в многолетнем микрополевым опыте на серой лесной почве (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic)). Ежегодно на протяжении 9 лет применяли минеральные ($N\ 90\text{--}360$, $P_2O_5\ 75\text{--}300$ и $K_2O\ 100\text{--}400$ кг/га) и органические (свежий навоз крупного рогатого скота от 25 до 100 т/га) удобрения в возрастающих дозах. Прирост запасов органического углерода ($C_{\text{ОРГ}}$) в почве от НРК и навоза составил 5–10 и 38–83% соответственно. Внесение экстремальных доз навоза (от 700 до 900 т/га за 9 лет) вело к насыщению почвы органическим углеродом. Размеры пулов ПОВ уменьшались в последовательности $C_{\text{МАОМ}} > C_{\text{РОМ}} > C_0 > C_{\text{МИК}}$, составляя 7.91–12 г/кг (50–84% от $C_{\text{ОРГ}}$), 0.76–12 г/кг (8–50%), 0.32–1.71 г/кг (2.8–13.7%) и 0.09–0.56 г/кг (0.8–3.7%) соответственно. Размеры пула $C_{\text{РОМ}}$ зависели в основном от дозы минеральных и органических удобрений, а $C_{\text{МАОМ}}$ — от длительности применения удобрений. Пулы $C_{\text{МИК}}$ и C_0 увеличивались с повышением дозы навоза и уменьшались с ростом доз НРК. Многолетнее применение навоза не давало кумулятивного накопления C_0 в почве. Подчеркивается, что выделение структурных и процессных пулов может быть использовано в мониторинге качества и функций почвенного органического вещества.

Ключевые слова: почвенное органическое вещество, $C_{\text{ОРГ}}$, секвестрация органического углерода, органическое вещество твердых частиц, РОМ, минерально-связанное органическое вещество, потенциально-минерализуемое органическое вещество, C_0 , микробная биомасса, $C_{\text{МИК}}$

DOI: 10.31857/S0032180X22601426, **EDN:** HORPOE

ВВЕДЕНИЕ

Почва является крупнейшим резервуаром органического вещества, значимым источником и стоком диоксида углерода, увеличение концентрации которого в атмосфере несет угрозу климатической системе планеты. Перспективным путем смягчения последствий антропогенного изменения климата выглядит секвестрация атмосферного $C\text{--}CO_2$ растущими растениями с последующим перемещением связанного углерода в почву и сохранением его в виде почвенного органического вещества (ПОВ) на протяжении 10–100 лет [6, 10, 44, 61]. Сельскохозяйственные почвы имеют большую способность к накоплению органического углерода ($C_{\text{ОРГ}}$) вследствие исторически продолжительного обеднения пахотных почв органическим веществом, а агроэкосистемам свойственен высокий потенциал секвестра-

ции углерода благодаря отзывчивости сельскохозяйственных культур на удобрения и агротехнику [27, 47, 49, 50, 63, 73]. За время сельскохозяйственного использования пахотные почвы потеряли значительную часть $C_{\text{ОРГ}}$ [59, 60, 66] и содержат в среднем на 25–75% меньше $C_{\text{ОРГ}}$, чем необрабатываемые почвы под естественными угодьями [17, 48, 67]. В неудобренных пахотных почвах за 20–80 лет возделывания сельскохозяйственных культур потери $C_{\text{ОРГ}}$ достигают от 0 до 15 т/га [16], а при продолжительности от 6 до 154 лет — в среднем на 7–16% [46].

Теоретически, применение минеральных и органических удобрений, повышая продуктивность сельскохозяйственных культур, должно давать реальную секвестрацию $C\text{--}CO_2$ углерода в агроэкосистемах, и прямо или косвенно обогащать почвы органическим веществом [19, 28, 36, 39, 57,

58, 73, 76]. Влияние минеральной и органической системы удобрений на содержание $C_{\text{орг}}$ в пахотных почвах проявляется по-разному: при минеральной системе — за счет большего количества растительных остатков, а при органической — за счет прямого обогащения почвы органическим веществом и большей массы растительных остатков. В действительности, существенное увеличение углеродного пула надземной биомассы, корней и растительных остатков под действием минеральных азотных удобрений дает скромный прирост запасов $C_{\text{орг}}$ в почве [42, 57]. В опытах, выполненных в разных регионах мира, применение минеральных удобрений в 79% случаев способствовало увеличению содержания $C_{\text{орг}}$ в почве в среднем на 3.6 т С/га, в 15% случаев снижало на 1.4 т С/га и в 6% не изменяло уровня $C_{\text{орг}}$ [19]. Результаты другого метаанализа показали накопление $C_{\text{орг}}$ в почве под действием минеральных азотных удобрений на 8% [46]. Накопление $C_{\text{орг}}$ в почве при минеральной системе удобрений происходило лишь в том случае, если надземные растительные остатки заделывали в почву, содержание $C_{\text{орг}}$ в почве не превышало предельного для данного типа почвы уровня, а применяемые дозы удобрений давали прибавку урожая возделываемых культур [19, 28].

В длительных полевых опытах, проводимых в России и Европе, размеры прироста $C_{\text{орг}}$ в почве уменьшались в следующем ряду применяемых систем удобрения: органическая $\geq$ органо-минеральная $>$ минеральная [16, 18, 45]. В рисовых почвах органо-минеральная система удобрения давала более значительное накопление $C_{\text{орг}}$, чем органическая и минеральная системы, о чем свидетельствуют данные метаанализа [71]. Внесение навоза совместно с минеральными удобрениями увеличивало урожайность зерна на 6–19%, а содержание почвенного $C_{\text{орг}}$ на 9–39% по сравнению с минеральными удобрениями [42]. По другим данным систематическое применение навоза дает стабильное и значимое увеличение содержания и запасов $C_{\text{орг}}$ в почве по сравнению как с неудобренным контролем, так и относительно NPK [26, 32, 36, 42, 46, 53, 58, 62, 64].

Можно предположить, что обогащение почвы растительными остатками и навозом отразится на качестве ПОВ со специфическими изменениями в размерах и соотношениях разных фракций и пулов. По новейшим представлениям ПОВ — это континуум от грубых твердых органических частиц размером 2–0.053 мм (particulate organic matter, **ПОМ**) до тонкодисперсных, связанных с минералами органических веществ размером <0.053 мм (mineral-associated organic matter, **МАОМ**) [21, 30, 31, 37, 51, 52, 65]. Пул ПОМ состоит из свежих и разлагающихся органических остатков, либо незащищенных, либо включенных в агрегаты почвы

[12, 14, 35] со средним временем существования в почве от нескольких лет до десятилетий и предположительно является лабильным пулом ПОВ [51]. Напротив, пул МАОМ, представлен в основном тонкодисперсным органическим веществом из побочных продуктов микробного происхождения, связанным с минеральными частицами, среднее время существования которого оценивается от нескольких десятилетий до веков и образует стабильный пул ПОВ [51]. Почвенные микроорганизмы разлагают ПОМ до полимеров и мономеров, которые вместе с микробной некромассой стабилизируются в форме МАОМ [43, 54, 55]. Физико-химические взаимодействия органического вещества с минеральными частицами почвы обеспечивают наиболее прочную стабилизацию углерода и его длительную сохранность в почве [21, 25, 30, 31, 44, 74]. Можно предположить, что ПОМ характеризует стадию почвенной секвестрации углерода, а МАОМ — запасаения (депонирования) углерода в почве, а оба эти пула относятся к группе структурных пулов ПОВ.

Остается дискуссионным вопрос о предпочтительном состоянии секвестрированного органического вещества в почве: должно ли оно быть более инертным и депонированным или трансформируемым и функциональным [20, 22, 23, 27, 41, 70]. Поэтому программы практической секвестрации и депонирования углерода, в том числе в рамках карбоновых полигонов [1], должны включать оценку не только структурного статуса ПОВ, но и его текущей функциональности, подразумевающей под этим его способность участвовать в текущих почвенных процессах и поддерживать экобиологические функции почвы [40]. Для оценки функциональности ПОВ следует определять микробную биомассу ($C_{\text{мик}}$) и потенциально-минерализуемое органическое вещество (C_0) [2, 4, 7, 9, 11], которые образуют группу процессных пулов ПОВ.

Цель работы — оценить количественные и качественные изменения органического вещества в почве, эвтрофицированной ежегодным многолетним внесением минеральных и органических удобрений, по соотношению структурных (ПОМ и МАОМ) и процессных ($C_{\text{мик}}$ и C_0) пулов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Условия проведения опыта. Исследование проводили на протяжении девяти лет (2011–2019 гг.) в стационарном многолетнем микрополевым опыте, заложенном внутри сетчатого павильона (54°8308' N, 37°6052' E). Почва — серая лесная среднесуглинистого гранулометрического состава (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic)), взятая с неудобренного пахотного участка. Исходные физико-химические показатели почвы

перед закладкой опыта ($pH_{KCl} - 4.96 \pm 0.16$, $C_{орг} - 0.97 \pm 0.03\%$, $N_{общ} - 0.095 \pm 0.001\%$, содержание физической глины $- 32 \pm 1\%$) и через 9 лет его проведения, а также подробное описание процедуры подготовки и закладки опыта приведены в работе [13]. Площадь микроделанок, отделенных друг от друга каркасами из винипласта, составляла 0.25 м^2 ($0.5 \times 0.5 \times 0.3 \text{ м}$). Схема опыта включала следующие варианты: 1) без удобрений (контроль); 2) N1P1K1; 3) N2P2K2; 4) N3P3K3; 5) N4P4K4; 6) свежий подстильный навоз крупного рогатого скота (КРС) из расчета 2.5 кг/м^2 ; 7) то же 5.0 кг/м^2 ; 8) то же 7.5 кг/м^2 ; 9) то же 10.0 кг/м^2 ; 10) чистый пар. Дозы N1P1K1 и навоза 2.5 кг/м^2 условно отнесены к умеренным, N2P2K2 и навоза 5.0 кг/м^2 — к высоким, а N3P3K3, N4P4K4 и навоза 7.5 и 10.0 кг/м^2 — к экстремальным. Азотные удобрения (карбамид) вносили с шагом из расчета 9.0 г/м^2 азота в интервале от 9 (N1) до 36 (N4) г/м^2 , фосфорные (двойной суперфосфат) — с шагом 7.5 г/м^2 P_2O_5 в интервале от 7.5 (P1) до 30 (P4) г/м^2 , калийные (сернокислый калий) — с шагом 10 г/м^2 K_2O в интервале от 10 (K1) до 40 (K4) г/м^2 . Минеральные и органические удобрения вносили ежегодно весной перед посевом, равномерно разбрасывая по поверхности почвы и вручную перекапывая на глубину 20–22 см. Содержание сухого вещества в навозе КРС в среднем за 9 лет составляло $19.3 \pm 0.9\%$, $C_{орг} - 37.3 \pm 1.8\%$, $N_{общ} - 1.97 \pm 0.04\%$ на сухое вещество. За 9 лет опыта с минеральными удобрениями было внесено (г/м^2) 81–324 азота в зависимости от дозы, 68–270 P_2O_5 и 90–360 K_2O . С органическими удобрениями в почву поступило (г/м^2) 4321–17282 сухой массы, 1611–6446 органического углерода, 85–341 азота, 65–259 P_2O_5 и 86–346 K_2O (табл. S1). Повторность опыта трехкратная.

В 5-польном севообороте возделывали сахарную свеклу (“Анастасия”), кукурузу на зеленую массу (“Молдавский”), лук репчатый (“Центурион”), картофель (“Жуковский”), картофель (“Жуковский”). После всходов на каждой микроделанке оставляли 2 растения сахарной свеклы и картофеля, 6 — растений кукурузы и лука. Уборку урожая культур проводили в сентябре, учитывая массу основной продукции. Величины урожая культур приведены в работе [13]. Побочную продукцию удаляли с микроделанок, а остатки корней перемешивали с почвой. Почву чистого пара в течение вегетационного периода дважды перекапывали с удалением сорных растений.

Отбор проб почвы и подразделение почвенного органического вещества на пулы. Образцы почвы отбирали после уборки урожая из слоя 0–20 см на каждой деланке тростевым буром. Отобранные пробы объединяли в смешанный образец. Образцы почвы высушивали на открытом воздухе, просеивали через сито с диаметром отвер-

стий 2 мм, удаляли видимые фрагменты растительных остатков.

Процедура выделения твердых органических частиц (РОМ) по методу [24] изложена ранее [12]. Почвенную суспензию, полученную диспергированием макро- и микроагрегатов почвы 0.5%-ным раствором гексаметафосфата натрия ($Na_6P_6O_{18}$), пропускали через сито с диаметром отверстий 0.05 мм. Содержимое на сите несколько раз промывали дистиллированной водой, высушивали и взвешивали. Полученная масса твердых частиц размеров 2–0.05 мм представляла собой фракцию РОМ.

Суспензию под ситом размером <0.05 мм и промывочную жидкость количественно собирали в емкости для выделения фракции минерально-связанного органического вещества (МАОМ). Содержимое емкостей выдерживали до полного осаждения частиц, декантировали надосадочную жидкость, центрифугировали, осадок высушивали. Массу МАОМ вычисляли по разнице между навеской почвы и массой РОМ. В каждом анализируемом образце почвы измеряли массу фракций РОМ и МАОМ и содержание углерода во фракциях ($C_{РОМ}$ и $C_{МАОМ}$) в трех повторениях.

Потенциально-минерализуемое органическое вещество в почве определяли путем инкубации почвенных образцов при постоянных условиях температуры (22°C) и влажности (25 мас. %), измеряя количественно выделяющийся $C-CO_2$ на газовом хроматографе (Кристалл Люкс 4000 М) [9, 11]. Продолжительность инкубации составляла около 6 мес. Повторность — трехкратная. Содержание углерода потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) в почве на момент начала инкубации рассчитывали по кумулятивному количеству $C-CO_2$, выделившемуся за весь период инкубации, используя однокомпонентное уравнение кинетики первого порядка. Рассчитывали константу скорости минерализации ПОВ (сут^{-1}) и процент минерализации ПОВ (C_0 , % от $C_{орг}$).

Углерод микробной биомассы в почве ($C_{мик}$) определяли методом субстрат-индуцированного дыхания (СИД) в модификации [2]. После предварительной инкубации к образцу почвы добавляли 0.2 мл 5%-го раствора глюкозы, инкубировали в течение 3–4 ч при 22°C , затем отбирали газовую пробу из флакона и измеряли концентрацию $C-CO_2$ на газовом хроматографе (Кристалл Люкс 4000М). Повторность — трехкратная. Содержание $C_{мик}$ (мкг С/г почвы) рассчитывали по скорости СИД ($\text{мкл С-CO}_2/(\text{г почвы ч})$).

Содержание $C_{орг}$ и $N_{общ}$ в навозе, цельной почве и во фракциях РОМ ($C_{РОМ}$) и МАОМ ($C_{МАОМ}$) определяли сухим сжиганием на CNHS-анализаторе (Лесо 932, США) предварительно растирая образцы до частиц <0.25 мм. Экспериментальные

данные приведены в виде средних величин из трех аналитических повторений и их стандартных отклонений. Математическую обработку данных проводили с помощью MS Excel и программы Statistica 10.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание и запасы $C_{орг}$. Вид удобрения (минеральные или органические), дозы и длительность применения были основными факторами изменений содержания $C_{орг}$ в обрабатываемой серой лесной почве. За 9 лет наблюдений содержание $C_{орг}$ в почве без удобрений увеличилось на 1.7 г/кг почвы, при внесении возрастающих доз полного минерального удобрения — на 1.9–2.5 г/кг, в вариантах с органическими удобрениями — на 7–14.4 г/кг в зависимости от дозы навоза. Величина прироста $C_{орг}$ от исходного содержания органического вещества в почве в начале опыта была равна 17, 20–26 и 72–149% соответственно в вариантах без удобрений, с NPK и с навозом. Прирост запасов $C_{орг}$ в почве вариантов без удобрений, с NPK и с навозом за 9 лет опыта составлял 0.44, 0.58–0.74 и 1.56–2.89 кг/м², а в относительных значениях — 18, 25–29 и 62–115% соответственно. Различия в процентах прироста содержания и запасов $C_{орг}$ были обусловлены уплотнением почвы в вариантах без удобрений и с NPK, но разуплотнением при внесении навоза.

Минеральные удобрения за 9 лет незначительно повысили содержание $C_{орг}$ в почве на 0.3–0.9 г/кг (в 1.03–1.09 раз) по сравнению с неудобренным контролем, а органические удобрения — на 5.3 г/кг при дозе навоза 25 т/га и на 12.8 г/кг при дозе 100 т/га (в 1.47–2.13 раз). Соответственно прирост запасов от применяемых минеральных и органических удобрений составил 0.14–0.29 и 1.11–2.45 кг/м². Дополнительное накопление $C_{орг}$ в почве от применения навоза по сравнению с эквивалентными по NPK дозами минеральных удобрений составило 4.9–12.3 г/кг почвы (41–104%) или 0.95–2.26 кг/м² (30–72%). Скорость аккумуляции $C_{орг}$ в почве без удобрений составляла 0.22 г/(кг год), а с ежегодным внесением минеральных и органических удобрений соответственно от 0.29 до 0.38 и от 0.76 до 1.57 г/(кг год) (рис. S1). Влияние возрастающих доз минеральных удобрений на содержание $C_{орг}$ в почве в течение 9 лет было не устойчивым (рис. S2), при этом прирост $C_{орг}$ от умеренных и высоких доз был больше, чем от экстремальных [13]. Наоборот, чем больше была доза навоза, тем значительно возрастало содержание $C_{орг}$ в почве.

По данным литературы прирост содержания $C_{орг}$ в почве от применения одного азотного (N) или полного (NPK) минерального удобрения по сравнению с неудобренным контролем составля-

ет 0.06–0.08% [18] и 0.1–0.4% от массы почвы [45], 9% [16], 4–16% [42], 8% [46], а запасов $C_{орг}$ — 3.5% [57], 3.6 т C/га [19]. Если при несбалансированном длительном применении NPK содержание $C_{орг}$ в верхнем слое почвы увеличилось на 0.9 г/кг (10%), то при сбалансированном — на 1.7 г/кг (15%) [38]. Скорость накопления $C_{орг}$ в рисовых почвах при минеральной системе удобрения была оценена в 0.046 г/кг год [71].

Применение органических удобрений в виде навоза дает более стабильный и высокий прирост $C_{орг}$ в почве на 0.17–0.25% [18] и на 0.1–0.9% от массы почвы [45], на 20% [16]. В других обобщениях увеличение содержания (запасов) $C_{орг}$ в почве при длительном применении навоза достигало по сравнению с NPK 3.5 г/кг (36%) [38], 9–39% [42], 37% [46], 29% (49% по сравнению с неудобренным контролем) [26], 17.7% [32], 9–39% [42], 17% [62], 40% и 11.9 т/га (30% и 10.2 т/га по сравнению без удобрений) [36], 8.96–9.4 т/га (5.6–7.4 т/га по сравнению без удобрений) [53, 58]. Накопление $C_{орг}$ в почве при органической системе удобрений оценивается в 0.36 [71], а по другим данным в 0.23–0.26 и 0.18–0.19 г/(кг год) соответственно по сравнению с контролем без удобрений и с NPK [64].

Полученные приросты $C_{орг}$ от минеральных удобрений полностью совпадают с таковыми в других опытах, а более сильный эффект от органических удобрений может быть обусловлен более равномерным распределением навоза по поверхности почвы и внутри пахотного слоя, чем в крупноделяночных полевых опытах и ежегодным внесением высоких доз вплоть до экстремальных. Уровень содержания $C_{орг}$ в почве при минеральной системе удобрения на 69% зависел от длительности применения удобрений и на 5% от дозы NPK, тогда как при органической системе — на 28% от длительности внесения и на 63% от внесенной массы навоза (табл. S3).

Одним из показателей действия органических удобрений на POV является коэффициент удерживания углерода навоза (manure—C retention coefficient) — процент прироста $C_{орг}$ в почве относительно поступившего с навозом углерода за все время. Оказалось, что в почве за 9 лет ежегодного внесения навоза коэффициент удерживания был равен 35–59% от внесенного количества, если контролями были варианты с эквивалентными дозами NPK и 38–69% при контроле без удобрений. По одним данным коэффициент удерживания углерода навоза равен 6–10% [53], по другим — 12% [58]. В нескольких опытах, выполненных в Канаде, коэффициент удерживания углерода варьировал от 5 до 38.9%, возрастая в зависимости от вида навоза в ряду свиной < коровий и жидкий < твердый < компостированный [56]. Поскольку при постоянных условиях температуры и влажно-

сти за год минерализуется примерно от 19 до 28% углерода, содержащегося в свежем соломистом навозе КРС [8], то полученные величины коэффициента удерживания углерода в пределах 35–69% выглядят вполне реальными.

Как отмечено выше, чем больше поступило углерода с навозом, тем меньше внесенного $C_{\text{орг}}$ удерживалось в почве. Это свидетельствует о насыщении почвы органическим веществом [69, 77]. По данным [13] нижняя и верхняя граница насыщения серой лесной почвы органическим веществом соответствуют содержанию $C_{\text{орг}}$ 23.4 и 27.5 г/кг почвы. Эти пределы $C_{\text{орг}}$ достигаются поступлением 700–900 и 1300 т/га свежего навоза КРС соответственно, что эквивалентно 50–65 и 95 т С/га. Установленные пределы насыщения серой лесной почвы органическим углеродом близки величинам углеродпротекторной емкости, полученным для серой лесной среднесуглинистой [5] и дерново-подзолистой тяжелосуглинистой [3] почв.

Таким образом, систематическое применение минеральных удобрений в дозах, оптимальных для выращиваемых культур, позволяет поддерживать достигнутый уровень обеспеченности почвы органическим веществом или даже незначительно увеличивать его запасы за счет стабильного получения высокого урожая. Полная рекарбонизация серой лесной почвы достигается ежегодным внесением высоких вплоть до экстремальных доз (от 50 до 100 т/га) свежего навоза КРС на протяжении не менее 10 лет, но может привести к насыщению почвы органическим углеродом, из-за чего поступающее органическое вещество не удерживается в почве. Важно знать, в каких структурных пулах ПОВ аккумулируется запасаемый углерод и как насыщение углеродом почвы отражается на соотношении этих пулов.

Пулы твердых органических частиц (РОМ) и минерально-связанного органического вещества (МАОМ). Грубые органические частицы (РОМ) размером 2–0.05 мм, распределенные в гранулометрической фракции песка и тонкодисперсное минерально-связанное органическое вещество (МАОМ) пыли и глины <0.05 мм, относятся к группе структурных пулов ПОВ. Масса РОМ вместе с песком после первого года опыта составляла 5.8–8.1% от массы почвы, а через 9 лет опыта — 5.4–13.8%. В вариантах с внесением навоза масса РОМ увеличивалась, при применении NPK — почти не менялась, а в чистом пару — уменьшалась. Разница между массой анализируемой навески почвы и РОМ соответствовала массе МАОМ, на которую приходилось от 86 до 94% массы почвы. Образцы РОМ были обогащены органическим углеродом в 1.3–4.9 раза по сравнению с цельной почвой, а МАОМ, наоборот, обеднены в 1.1–1.8 раза (табл. 1 и 2). Содержание $C_{\text{орг}}$ в образцах РОМ и МАОМ заметно различалось между вари-

антами опыта. Наиболее обогащенными углеродом были образцы РОМ и МАОМ в вариантах с навозом. В вариантах без удобрений и с навозом концентрация углерода в образцах РОМ стабильно возрастала на протяжении 9 лет опыта с 2.29 до 2.89 и с 4.07 до 8.68% от массы РОМ соответственно, в варианте с NPK — варьировала по годам, а в чистом пару — постепенно уменьшалась. Образцы МАОМ в одинаковой мере обогащались углеродом в течение опыта как в вариантах с навозом, так и с минеральными удобрениями.

Твердые органические частицы характеризуются существенно более широким отношением C/N, чем образцы цельной почвы и МАОМ, особенно в вариантах без удобрений и с навозом (рис. S3). Различия в отношении C/N между пулами РОМ и МАОМ обусловлены преобладанием слабо разложившихся остатков корней растений и навоза в РОМ и продуктов микробной биомассы — в МАОМ [29, 51]. В почвах лесных и луговых экосистем отношения C/N в целой почве, РОМ и МАОМ находятся в пропорции 1 : 1.5 : 0.84 [29]. Для пахотной серой лесной почвы нашего опыта с интенсивным применением минеральных и органических удобрений получены близкие пропорции 1 : 1.4 : 0.78, что указывает на одну и ту же природу выделяемых пулов ПОВ.

Фактическое содержание $C_{\text{РОМ}}$ в почве с учетом массы твердых органических частиц и содержания в них углерода составляло от 0.76 до 12 г/кг, а процент $C_{\text{РОМ}}$ от общего $C_{\text{орг}}$ варьировал от 8 до 50%, что в среднем равнялось $23 \pm 9\%$. В массиве образцов почв разных типов, землепользований и способов удобрения содержание $C_{\text{РОМ}}$ в среднем составляло 24% от $C_{\text{орг}}$ [12]. Пул $C_{\text{МАОМ}}$ содержал от 7.91 до 12 г/кг почвы, что было эквивалентно 50–84% от $C_{\text{орг}}$.

В чистом пару содержание $C_{\text{РОМ}}$ варьировало в пределах 0.76–1.22 г/кг, в варианте без удобрений — 1.38–1.91 г/кг, с NPK — 1.63–2.71 г/кг, а с навозом — 2.78–12.0 г/кг. Изменения в содержании $C_{\text{МАОМ}}$ в почве без удобрений и с навозом были не столь резкими. Прирост $C_{\text{РОМ}}$ в почве в течение 9 лет опыта при внесении навоза был в 6 и 10.5 раз больше, чем в вариантах без удобрений и с внесением возрастающих доз NPK (0.42, 0.07 и 0.04 г/(кг год) соответственно) (рис. 1). Хотя между дозой NPK и содержанием $C_{\text{РОМ}}$ в почве существовала прямая связь, наблюдалось замедление накопления твердых органических частиц в вариантах с экстремально высокими дозами минеральных удобрений (рис. 2). Можно предположить, что слабый прирост $C_{\text{РОМ}}$ в почве с NPK обусловлен как отрицательным действием экстремально высоких доз на продуктивность культур и соответственно на количество растительных остатков, так и усилением минерализации РОМ в присутствии минеральных удобрений. Наиболь-

Таблица 1. Содержание углерода в пуле твердых органических частиц ($C_{\text{РОМ}}$) почвы при ежегодном внесении минеральных и органических удобрений

Вариант	Год опыта				
	2011	2013	2015	2018	2019
$C_{\text{РОМ}}$, % от массы РОМ					
1	2.39 ± 0.04	2.29 ± 0.24	2.60 ± 0.07	2.87 ± 0.07	2.89 ± 0.07
2	2.70 ± 0.10	2.47 ± 0.02	3.20 ± 0.06	3.11 ± 0.19	3.29 ± 0.15
3	2.92 ± 0.14	2.75 ± 0.21	3.22 ± 0.50	3.86 ± 0.16	3.21 ± 0.09
4	3.46 ± 0.10	3.17 ± 0.03	3.26 ± 0.44	3.58 ± 0.13	3.06 ± 0.05
5	3.03 ± 0.04	3.36 ± 0.49	3.65 ± 0.19	3.56 ± 0.24	3.12 ± 0.18
6	4.07 ± 0.44	4.25 ± 0.18	4.50 ± 0.08	4.79 ± 0.45	5.81 ± 0.11
7	4.69 ± 0.32	4.85 ± 0.46	5.54 ± 0.21	5.72 ± 0.41	5.80 ± 0.34
8	5.73 ± 0.26	6.24 ± 0.46	6.29 ± 0.44	6.64 ± 0.10	6.26 ± 0.06
9	6.28 ± 0.03	6.75 ± 0.73	8.00 ± 0.13	7.23 ± 0.17	8.68 ± 0.16
10	2.08 ± 0.09	2.04 ± 0.06	1.98 ± 0.09	1.74 ± 0.11	1.43 ± 0.17
$C_{\text{РОМ}}$, г/кг почвы					
1	1.38 ± 0.08	1.50 ± 0.12	1.76 ± 0.08	1.85 ± 0.10	1.91 ± 0.06
2	1.73 ± 0.08	1.63 ± 0.06	2.21 ± 0.05	2.00 ± 0.23	2.23 ± 0.05
3	2.09 ± 0.13	1.95 ± 0.10	2.29 ± 0.28	2.78 ± 0.11	2.48 ± 0.11
4	2.51 ± 0.08	2.12 ± 0.04	2.13 ± 0.24	2.41 ± 0.18	2.21 ± 0.10
5	1.85 ± 0.04	2.19 ± 0.19	2.42 ± 0.19	2.22 ± 0.25	2.12 ± 0.15
6	2.71 ± 0.23	2.91 ± 0.15	3.40 ± 0.13	3.51 ± 0.19	4.69 ± 0.18
7	3.27 ± 0.28	3.50 ± 0.38	4.40 ± 0.46	4.57 ± 0.37	5.57 ± 0.63
8	4.19 ± 0.29	4.96 ± 0.31	6.11 ± 0.47	7.04 ± 0.12	7.85 ± 0.21
9	5.07 ± 0.16	6.42 ± 0.64	9.72 ± 0.20	9.56 ± 0.09	12.0 ± 0.42
10	1.22 ± 0.04	1.13 ± 0.04	1.09 ± 0.12	0.94 ± 0.07	0.76 ± 0.04
$C_{\text{РОМ}}$, % от $C_{\text{орг}}$					
1	14 ± 1	15 ± 1	16 ± 1	16 ± 1	17 ± 1
2	17 ± 1	16 ± 1	19 ± 0	17 ± 2	19 ± 0
3	21 ± 1	19 ± 1	19 ± 2	23 ± 1	21 ± 1
4	26 ± 1	20 ± 0	18 ± 2	20 ± 1	18 ± 1
5	19 ± 0	21 ± 2	21 ± 2	18 ± 2	18 ± 1
6	25 ± 2	23 ± 1	25 ± 1	21 ± 1	28 ± 1
7	29 ± 3	25 ± 3	29 ± 3	26 ± 2	29 ± 3
8	34 ± 2	28 ± 2	33 ± 2	34 ± 1	37 ± 1
9	39 ± 1	35 ± 4	46 ± 1	41 ± 0	50 ± 2
10	13 ± 0	11 ± 0	11 ± 1	10 ± 1	8 ± 0

Примечание. Варианты опыта: 1 – без удобрений, 2 – N9P7.5K10, 3 – N18P15K20, 4 – N27P22.5K30, 5 – N36P30K40, 6 – навоз 2.5 кг/м² (C179N9P7K10), 7 – навоз 5 г/м² (C358N19P14K19), 8 – навоз 7.5 кг/м² (C537N28P22K29), 9 – навоз 10 кг/м² (C716N38P29 K38), 10 – чистый пар. Количества С, N, P₂O₅ и K₂O даны в г/м².

Таблица 2. Содержание углерода в пуле минерально-связанного органического вещества ($C_{\text{МАОМ}}$) почвы при ежегодном внесении минеральных и органических удобрений

Вариант	Год опыта		
	2011	2015	2019
$C_{\text{МАОМ}}$, % от массы МАОМ			
1	0.87 ± 0.03	0.96 ± 0.01	0.98 ± 0.02
2	0.86 ± 0.03	0.98 ± 0.02	0.99 ± 0.01
5	0.86 ± 0.01	0.99 ± 0.01	1.01 ± 0.02
6	0.85 ± 0.01	1.08 ± 0.05	1.26 ± 0.04
9	0.87 ± 0.02	1.23 ± 0.05	1.39 ± 0.03
$C_{\text{МАОМ}}$, г/кг почвы			
1	8.22 ± 0.33	8.94 ± 0.11	9.19 ± 0.18
2	8.08 ± 0.26	9.11 ± 0.15	9.22 ± 0.14
5	8.04 ± 0.09	9.29 ± 0.08	9.46 ± 0.16
6	7.91 ± 0.13	10.04 ± 0.44	11.54 ± 0.39
9	8.00 ± 0.16	10.84 ± 0.44	11.97 ± 0.29
$C_{\text{МАОМ}}$, % от $C_{\text{орг}}$			
1	84 ± 3	81 ± 1	81 ± 2
2	82 ± 3	79 ± 1	78 ± 1
5	83 ± 1	79 ± 1	80 ± 1
6	74 ± 1	73 ± 3	69 ± 2
9	61 ± 1	52 ± 2	50 ± 1

Примечание. Номера вариантов см. табл. 1.

шую скорость накопления углерода минерально-связанного органического вещества давало внесение навоза ($0.48 \text{ г}/(\text{кг год})$), а в вариантах с НРК и без удобрений прирост $C_{\text{МАОМ}}$ в почве равнялся 0.16 и $0.12 \text{ г}/(\text{кг год})$ соответственно. Можно заметить, что в отличие от $C_{\text{РОМ}}$ формирование пула $C_{\text{МАОМ}}$ слабо зависело от доз навоза и не зависело от доз минеральных удобрений.

С помощью множественной регрессии был оценен вклад доз и продолжительности применения минеральных и органических удобрений на размеры пулов $C_{\text{РОМ}}$ и $C_{\text{МАОМ}}$ в серой лесной почве. Оказалось, что при применении минеральных удобрений изменчивость пула РОМ на 31% объясняется дозой и на 18% длительностью применения, тогда как при многолетнем применении навоза — соответственно на 73 и 15%. Главным фактором изменчивости пула $C_{\text{МАОМ}}$ была длительность применения минеральных и органических удобрений (77 и 63% соответственно). Влияние дозы в вариантах с НРК было недостоверным, а с навозом — только 14%. Если в первый год опыта в виде $C_{\text{РОМ}}$

и $C_{\text{МАОМ}}$ было представлено в зависимости от удобрения соответственно 15–39 и 61–84% от всего $C_{\text{орг}}$, то через 9 лет — уже 17–50 и 50–81%. Это указывает на то, что ПОВ в удобряемых посевах обогащается преимущественно твердыми органическими частицами, а роль навоза, как источника РОМ, многократно выше корневых остатков. Полученные данные не совпадают с результатами других авторов [65], показавших, что унавоживание способствует преимущественному накоплению МАОМ в силу обогащенности навоза микробной биомассой и большей доступности навоза почвенным микроорганизмам в качестве субстрата. По нашему мнению, высокий прирост МАОМ в почве с навозом по сравнению с вариантами НРК, в которых единственным источником органического вещества были растительные остатки, обусловлен большими величинами поступления в почву углерода с навозом.

Также высказано предположение, что пул твердых органических частиц не подвержен насыщению и в виде РОМ может накапливаться

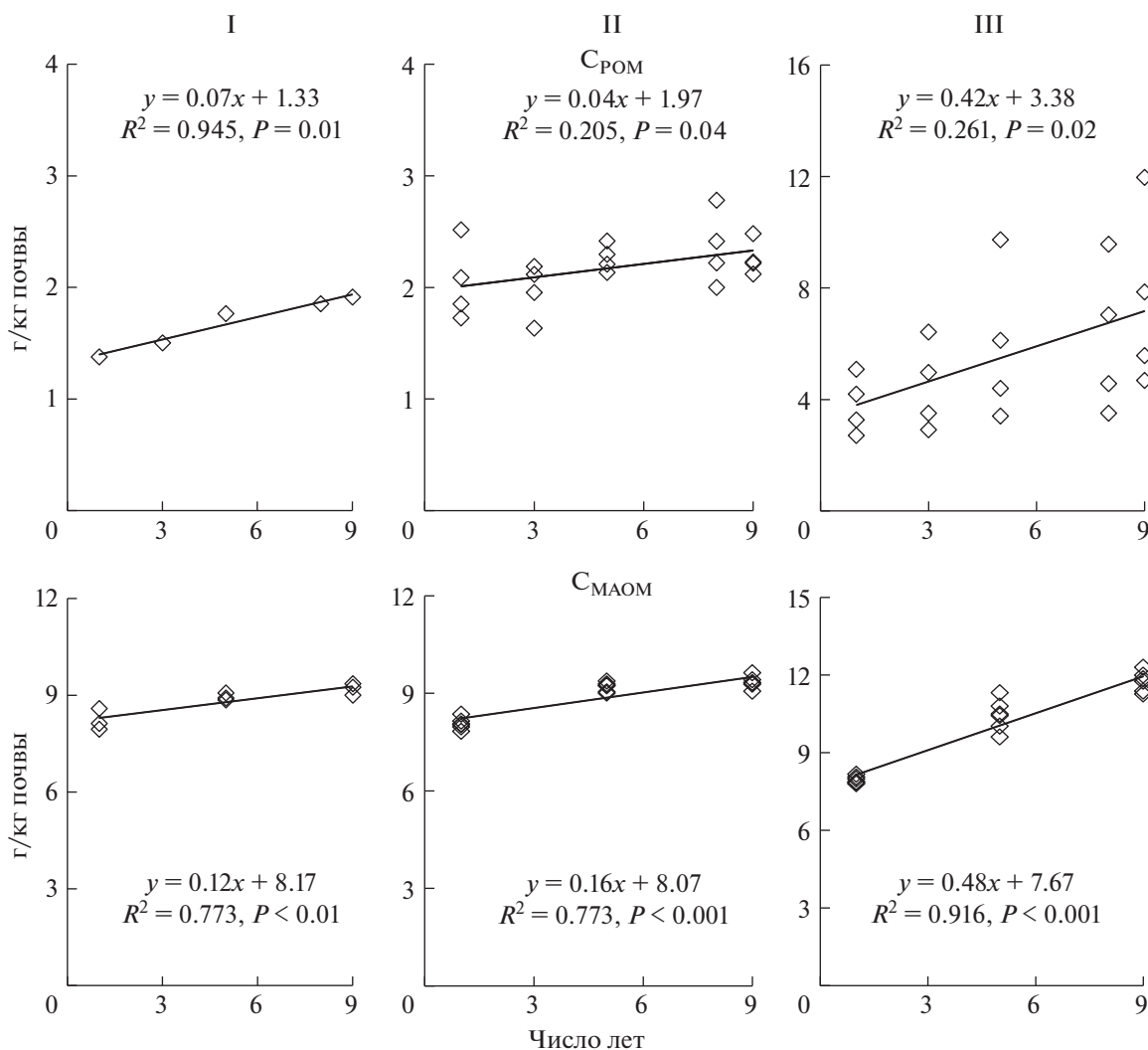


Рис. 1. Влияние продолжительности внесения минеральных и органических удобрений на размеры пулов твердых органических частиц ($C_{РОМ}$) и минерально-связанного органического вещества ($C_{МАОМ}$) в почве. I – без удобрений; II – варианты с дозами минеральных удобрений от N9P7.5K10 до N36P30K40; III – варианты с дозами органических удобрений от 2.5 до 10 кг/м² свежего навоза.

сколько угодно много углерода, тогда как пул минерально-связанного органического вещества является насыщаемым и его емкость контролируется массой фракций пыли и глины [33]. В действительности эта гипотеза применима к умеренному обогащению почвы растительными остатками, но не подтверждается при систематическом применении высоких доз навоза. В настоящем опыте величины прироста $C_{РОМ}$ в почве за 1–5 лет систематического применения минеральных удобрений в возрастающих дозах составляли 10%, а за 5–9 лет отсутствовали. В вариантах с ежегодными дозами навоза 25 и 50 т/га содержание $C_{РОМ}$ в почве за 1–5 и 5–9 лет возрастало одинаково на 30%. При применении 75 и 100 т/га навоза прирост $C_{РОМ}$ в почве за первое пятилетие был больше, чем за второе пятилетие опыта (70 и 30% соответ-

ственно). Это указывает на насыщение пула твердых органических частиц только в случае использования экстремальных доз навоза. Пул $C_{МАОМ}$ насыщался примерно одинаковыми темпами как при применении минеральных (10 и 0%), так и органических удобрений (30 и 10%) без особых отличий между разными дозами.

Пулы микробного ($C_{мик}$) и потенциально-минерализуемого углерода (C_0). Микробная биомасса и потенциально-минерализуемое органическое вещество относятся к группе процессных пулов ПОВ, в которых осуществляется синтез, деструкция и трансформация органических веществ и соединений. Трансфер растительных остатков микроорганизмами в РОМ и микробной некро-массы в МАОМ, называемый “микробным насосом”, обеспечивает непрерывное преобразование

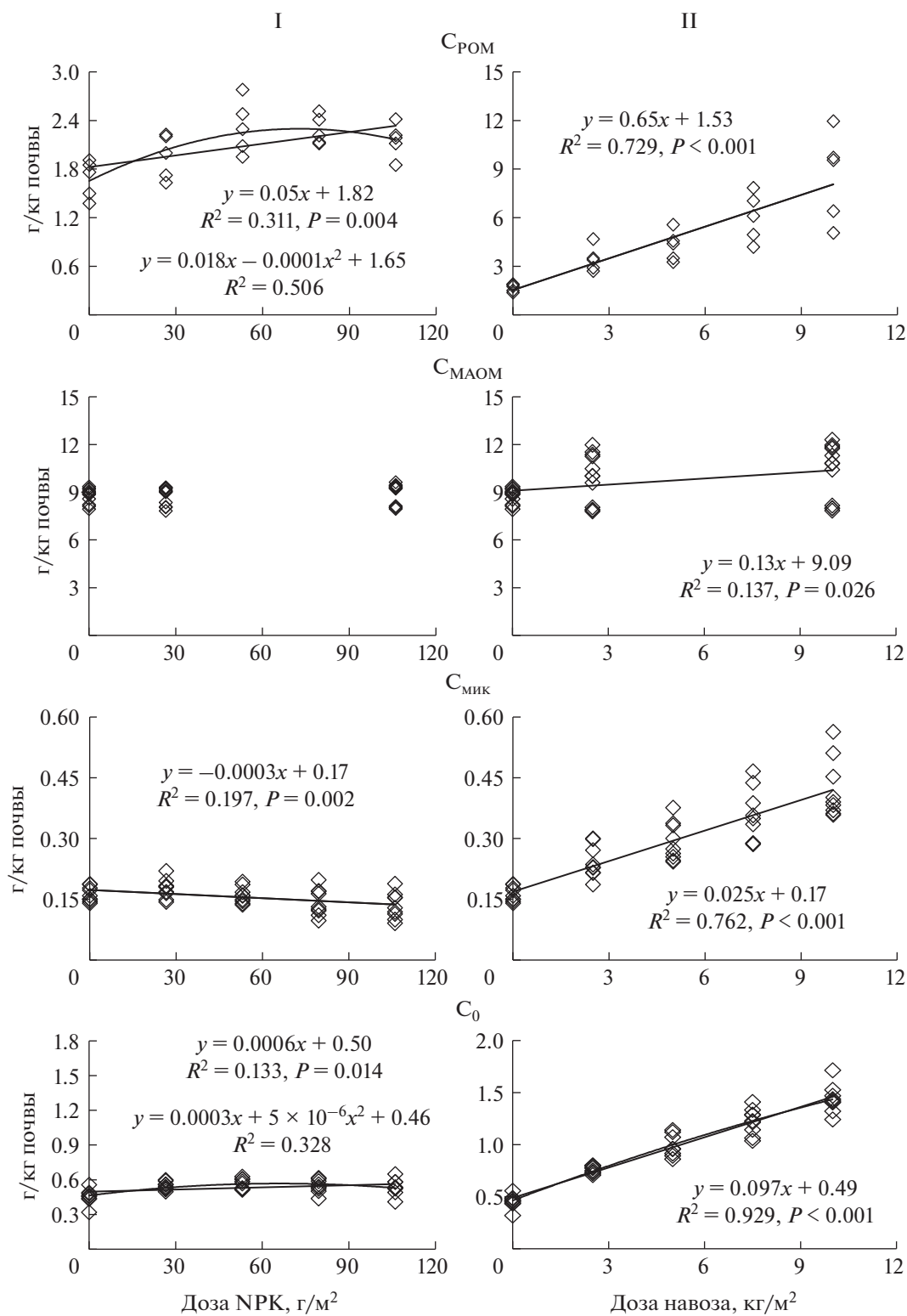


Рис. 2. Влияние доз минеральных (I) и органических (II) удобрений на размеры пулов почвенного углерода. C_{OM} – твердые органические частицы, ($C_{МАОМ}$) – минерально-связанное органическое вещество, $C_{мик}$ – микробная биомасса, C_0 – потенциально-минерализуемое органическое вещество. I – минеральные удобрения от N0P0K0 до N36P30K40 г/м²; II – органические удобрения от 0 до 10 кг/м² свежего навоза. Зависимость содержания $C_{МАОМ}$ от доз минеральных удобрений не достоверна.

Таблица 3. Содержание углерода в микробном пуле ($C_{\text{мик}}$) почвы при ежегодном внесении минеральных и органических удобрений

Вариант	Год опыта								
	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
г/кг почвы									
1	0.17 ± 0.01	0.14 ± 0.01	0.14 ± 0.02	0.16 ± 0.01	0.15 ± 0.01	0.15 ± 0.01	0.19 ± 0.01	0.18 ± 0.03	0.19 ± 0.00
2	0.20 ± 0.01	0.18 ± 0.01	0.16 ± 0.00	0.18 ± 0.02	0.15 ± 0.01	0.14 ± 0.00	0.22 ± 0.01	0.18 ± 0.01	0.17 ± 0.01
3	0.19 ± 0.01	0.17 ± 0.00	0.16 ± 0.01	0.15 ± 0.01	0.14 ± 0.01	0.14 ± 0.01	0.19 ± 0.00	0.16 ± 0.02	0.15 ± 0.01
4	0.20 ± 0.00	0.17 ± 0.01	0.17 ± 0.02	0.12 ± 0.00	0.10 ± 0.01	0.13 ± 0.01	0.16 ± 0.01	0.13 ± 0.00	0.11 ± 0.00
5	0.19 ± 0.01	0.15 ± 0.01	0.15 ± 0.01	0.11 ± 0.00	0.09 ± 0.01	0.13 ± 0.01	0.16 ± 0.01	0.12 ± 0.01	0.10 ± 0.01
6	0.24 ± 0.00	0.23 ± 0.01	0.23 ± 0.02	0.21 ± 0.00	0.22 ± 0.01	0.19 ± 0.01	0.27 ± 0.01	0.30 ± 0.02	0.30 ± 0.00
7	0.26 ± 0.01	0.30 ± 0.01	0.24 ± 0.04	0.27 ± 0.02	0.25 ± 0.01	0.25 ± 0.02	0.33 ± 0.01	0.34 ± 0.01	0.38 ± 0.02
8	0.29 ± 0.01	0.33 ± 0.01	0.29 ± 0.04	0.36 ± 0.02	0.35 ± 0.01	0.29 ± 0.02	0.39 ± 0.01	0.44 ± 0.01	0.47 ± 0.02
9	0.36 ± 0.01	0.38 ± 0.01	0.36 ± 0.00	0.40 ± 0.03	0.39 ± 0.01	0.37 ± 0.02	0.45 ± 0.01	0.51 ± 0.01	0.56 ± 0.01
10	0.15 ± 0.00	0.12 ± 0.01	0.13 ± 0.00	0.15 ± 0.01	0.13 ± 0.00	0.14 ± 0.01	0.17 ± 0.01	0.11 ± 0.00	0.16 ± 0.00
% от $C_{\text{орг}}$ / % от C_0									
1	1.8/31	1.4/29	1.5/31	1.6/32	1.5/34	1.4/33	1.7/43	1.5/39	1.7/59
2	2.0/33	1.8/32	1.7/33	1.8/32	1.4/28	1.2/27	1.8/37	1.5/34	1.5/33
3	1.9/31	1.7/32	1.6/31	1.4/26	1.3/22	1.1/23	1.6/32	1.2/30	1.2/28
4	2.0/32	1.8/32	1.7/32	1.2/22	0.9/16	1.1/24	1.3/28	1.0/25	0.9/25
5	1.9/29	1.6/29	1.6/29	1.1/21	0.8/16	1.1/24	1.3/28	0.9/24	0.8/24
6	2.4/31	2.1/29	2.0/32	1.7/30	1.6/27	1.4/23	1.9/35	1.9/38	1.9/41
7	2.7/29	2.7/26	1.9/27	2.0/29	1.7/27	1.6/23	2.1/30	1.9/35	2.1/44
8	3.0/27	2.7/25	2.1/28	2.0/31	1.9/25	1.5/24	2.1/30	2.2/34	2.3/38
9	3.7/27	2.9/22	2.4/29	2.2/27	1.9/26	1.8/26	2.0/31	2.2/36	2.4/40
10	1.6/27	1.3/28	1.4/30	1.5/36	1.3/30	1.4/35	1.7/42	1.1/27	1.7/45

Примечание. Номера вариантов см. табл. 1.

органического вещества в почве [15, 43, 54, 55]. Содержание $C_{\text{мик}}$ и отношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ являются предикторами ранних изменений качества ПОВ [68]. Потенциально-минерализуемое органическое вещество (биологически активное органическое вещество) ответственно за многие био-физико-химические процессы в почве, включая эмиссию климатически активных газов [11, 75].

Содержание $C_{\text{мик}}$ в почве в зависимости от вида и дозы удобрений, выращиваемой культуры, погодных условий года варьировало на протяжении 9 лет от 0.09 до 0.56 г/кг почвы, что составляло 0.8–3.7% от $C_{\text{орг}}$ (табл. 3). В почве без удобрений и с навозом наблюдался небольшой ежегодный прирост $C_{\text{мик}}$ в 0.004 и 0.016 г/(кг год), тогда как систематическое применение NPK вело к снижению размеров микробного пула со скоростью 0.005 г/(кг год) (рис. 3). Возрастающие дозы NPK и навоза принципиально по-разному влияли на микробный пул почвы. Если увеличение доз навоза от умеренных до экстремальных способствовало накоплению микробной биомассы в среднем за 9 лет в 1.5–2.6 раза по сравнению с

контролем, то небольшое положительное влияние в 1.1 раза умеренной дозы N1P1K1 сменялось уменьшением $C_{\text{мик}}$ в 1.2 раза при экстремальной дозе N4P4K4. Ежегодный процент прироста $C_{\text{мик}}$ был меньше такового для $C_{\text{орг}}$, что повлекло за собой уменьшение отношения $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ в почве без удобрений и с навозом через 9 лет опыта. Особенно сильное сужение $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ отношения происходило в вариантах с экстремальными дозами минеральных удобрений.

Отрицательное действие минеральных удобрений на микробную биомассу почвы хорошо подтвержденный в литературе факт и обусловлен как прямым ингибирующим действием химических солей на микроорганизмы, так и косвенно, из-за недостатка доступного углерода, требуемого для компенсации имеющихся запасов минерального азота, и в результате подкисления почвы [34, 72]. В предыдущей работе показано, что в почве с ежегодным внесением экстремально высоких доз минеральных удобрений создавался высокий уровень остаточных нитратов, а pH почвы после 9 лет применения NPK снижался до 3.6 [13]. В це-

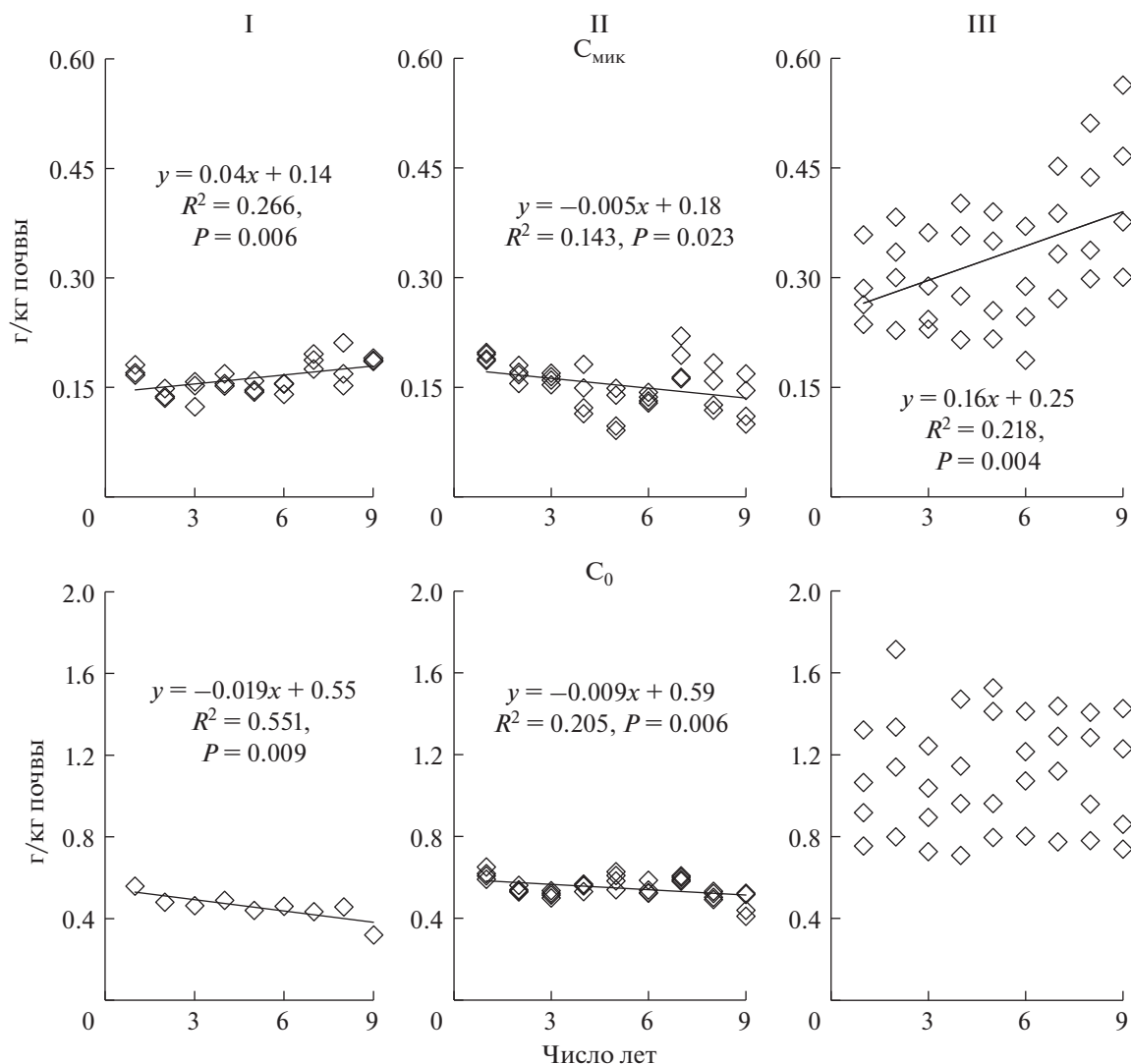


Рис. 3. Влияние продолжительности внесения минеральных и органических удобрений на размеры микробного ($C_{\text{мик}}$) и потенциально-минерализуемого (C_0) пулов почвенного углерода. I — без удобрений; II — варианты с дозами минеральных удобрений от N9P7.5K10 до N36P30K40 г/м²; III — варианты с дозами органических удобрений от 2.5 до 10 кг/м² свежего навоза. Зависимость содержания C_0 от продолжительности внесения доз навоза не достоверна.

лом содержание $C_{\text{мик}}$ в почве с минеральными удобрениями на 20% зависело от дозы и на 6% от длительности применения НРК, а с органическими удобрениями — на 76% от дозы навоза и на 12% от длительности применения.

На микробную биомассу могло приходиться от 16 до 59% потенциально-минерализуемого (C_0) органического вещества. Доля $C_{\text{мик}}$ в C_0 уменьшалась в следующем ряду вариантов: без удобрений > чистый пар > органические удобрения > минеральные удобрения. Уменьшение отношения $C_{\text{мик}}$ к C_0 в вариантах с минеральными удобрениями обусловлено, по-видимому, неблагоприятными условиями для роста микробной биомассы, а с органическими удобрениями — поступлением с навозом других органических веществ, способ-

ных к минерализации, в частности, твердых органических частиц [12].

В течение 9 лет опыта содержание C_0 в почве варьировало от 0.32 до 1.71 г/кг или от 2.8 до 13.7% от $C_{\text{орг}}$ (табл. 4). Выращивание культур без удобрений вело к постепенному обеднению почвы углеродом потенциально-минерализуемого органического вещества со скоростью 0.019 г/(кг год). В почве с минеральными удобрениями содержалось в среднем в 1.2 раза больше C_0 , чем в неудо-бренной почве, но при ежегодном внесении НРК развивалась тенденция уменьшения размеров потенциально-минерализуемого пула ПОВ со скоростью 0.009 г/(кг год). Умеренные дозы НРК способствовали незначительному росту обеспеченности почвы потенциально-минерализуемым

Таблица 4. Содержание углерода в пуле потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) почвы при ежегодном внесении минеральных и органических удобрений

Вариант	Год опыта								
	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
г/кг почвы									
1	0.56 ± 0.01	0.48 ± 0.00	0.46 ± 0.01	0.49 ± 0.00	0.44 ± 0.00	0.46 ± 0.00	0.43 ± 0.02	0.46 ± 0.01	0.32 ± 0.00
2	0.59 ± 0.01	0.56 ± 0.00	0.50 ± 0.01	0.56 ± 0.01	0.54 ± 0.04	0.52 ± 0.03	0.60 ± 0.00	0.53 ± 0.02	0.52 ± 0.00
3	0.61 ± 0.02	0.53 ± 0.00	0.51 ± 0.00	0.57 ± 0.00	0.63 ± 0.02	0.59 ± 0.01	0.61 ± 0.00	0.52 ± 0.01	0.52 ± 0.01
4	0.62 ± 0.02	0.54 ± 0.01	0.52 ± 0.00	0.56 ± 0.00	0.61 ± 0.02	0.54 ± 0.01	0.59 ± 0.01	0.50 ± 0.00	0.44 ± 0.01
5	0.65 ± 0.01	0.53 ± 0.01	0.54 ± 0.01	0.53 ± 0.01	0.58 ± 0.00	0.53 ± 0.01	0.58 ± 0.00	0.49 ± 0.01	0.41 ± 0.01
6	0.75 ± 0.01	0.80 ± 0.01	0.73 ± 0.02	0.71 ± 0.00	0.80 ± 0.02	0.80 ± 0.00	0.77 ± 0.00	0.78 ± 0.00	0.74 ± 0.02
7	0.92 ± 0.04	1.14 ± 0.04	0.89 ± 0.00	0.96 ± 0.02	0.96 ± 0.00	1.07 ± 0.00	1.12 ± 0.02	0.96 ± 0.00	0.86 ± 0.01
8	1.06 ± 0.02	1.33 ± 0.01	1.04 ± 0.00	1.14 ± 0.02	1.41 ± 0.05	1.22 ± 0.00	1.29 ± 0.02	1.28 ± 0.01	1.23 ± 0.03
9	1.32 ± 0.03	1.71 ± 0.03	1.24 ± 0.00	1.47 ± 0.04	1.53 ± 0.04	1.41 ± 0.00	1.44 ± 0.01	1.41 ± 0.01	1.42 ± 0.02
10	0.56 ± 0.01	0.43 ± 0.01	0.43 ± 0.00	0.43 ± 0.00	0.43 ± 0.01	0.39 ± 0.00	0.39 ± 0.01	0.41 ± 0.00	0.35 ± 0.01
% от $C_{орг}$									
1	5.8	4.9	4.6	4.8	4.4	4.2	4.0	4.0	2.8
2	6.1	5.7	5.0	5.4	5.0	4.5	4.8	4.4	4.5
3	6.3	5.4	5.3	5.5	5.8	4.9	4.9	4.1	4.3
4	6.4	5.6	5.3	5.4	5.7	4.5	4.8	4.0	3.6
5	6.7	5.5	5.4	5.1	5.4	4.5	4.6	3.9	3.3
6	7.8	7.5	6.3	5.6	6.0	5.8	5.3	5.1	4.6
7	9.5	10.3	7.0	6.9	6.6	7.1	7.1	5.5	4.8
8	11.0	10.8	7.4	6.5	7.7	6.5	6.9	6.4	6.0
9	13.7	13.2	8.1	8.0	7.6	6.7	6.2	6.0	6.1
10	5.8	4.6	4.7	4.3	4.3	4.0	3.9	4.1	3.7

Примечание. Номера вариантов те же, что и в табл. 1.

органическим веществом, а экстремально высокие вызвали снижение C_0 из-за отрицательного действия экстремальных доз минеральных удобрений на содержание микробной биомассы и РОМ. Вклад продолжительности применения НРК в межгодовые колебания C_0 в почве равнялся 19%, а дозы НРК — 13%. В почве с возрастающими дозами навоза содержалось в 1.7–3.2 раза больше, чем в удобренной почве и в 1.7–2.6 раза, чем в почве с НРК.

В отличие от общего $C_{орг}$ и других пулов углерода 9-летнее внесение одной и той же дозы органического удобрения не давало кумулятивного прироста C_0 , поддерживая лишь тот уровень, который достигался применением соответствующей дозы навоза. Как следствие, единственным значимым фактором изменения C_0 в почве с органическими удобрениями была доза навоза. По ранее предложенной шкале обеспеченности почв потенциально-минерализуемым углеродом [11] серая лесная почва без удобрений и с возрастающими дозами НРК может быть отнесена к низко-

обеспеченной (0.35–0.75 г/кг), с ежегодным применением навоза от 25 до 75 т/га — к среднеобеспеченной (0.75–1.50 г/кг), а при внесении 100 т/га ежегодно — к высокообеспеченной (1.50–3.00 г/кг).

Еще одна особенность многолетней динамики потенциально-минерализуемого пула — это постепенное уменьшение его доли в составе ПОВ. За 9 лет выращивания сельскохозяйственных культур процент C_0 от общего $C_{орг}$ в почве без удобрений уменьшился в 2 раза с 5.8 до 2.8%, в вариантах с НРК — в 1.6 раза с 6.4 ± 0.3 до 3.9 ± 0.6 , а при внесении возрастающих доз навоза — в 1.9 раза с 10.5 ± 2.5 до $5.4 \pm 0.8\%$. В почве без удобрений и с применением НРК снижение доли C_0 в ПОВ могло быть обусловлено недостаточно полной компенсацией минерализованного органического вещества почвы разлагаемым материалом растительных остатков, т.е. минерализационные потери углерода были выше поступления потенциально-минерализуемого вещества. При ежегодном применении навоза могло развиваться насыщение почвы разлагаемым субстратом, когда его количество превышает минерализующую

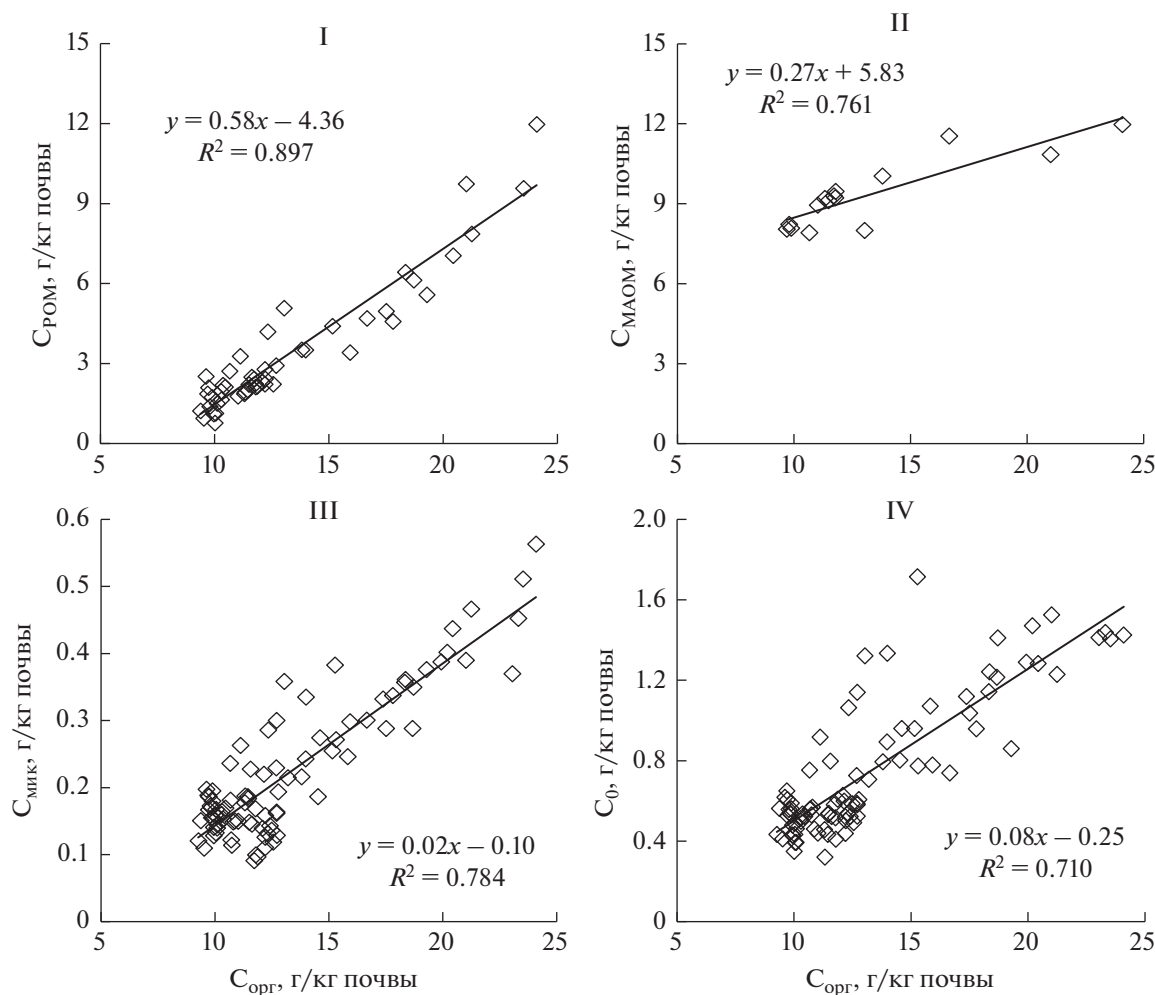


Рис. 4. Связь размеров пулов твердых органических частиц (I), минерально-связанного органического вещества (II), микробной биомассы (III) и потенциально-минерализуемого углерода (IV) с содержанием в почве общего органического углерода ($C_{\text{орг}}$).

способность микроорганизмов, либо имело место систематическое преобладание трудноминерализуемых компонентов, поступающих с навозом, над легкоминерализуемыми. Независимо от причин, $C_{\text{орг}}$ в почве накапливается преимущественно в биологически стабильном состоянии, т.е. подвергается реальной секвестрации.

Соотношения и взаимосвязи структурных и процессных групп пулов ПОВ. Для одних и тех же вариантов и сроков отбора образцов вариабельность содержания $C_{\text{орг}}$ в почве составляла 32%, а пулов $C_{\text{РОМ}}$ и $C_{\text{МАОМ}}$ соответственно 83 и 14%. Коэффициент изменчивости процессных пулов $C_{\text{МИК}}$ и C_0 равнялся 54 и 51% соответственно. Содержание углерода в структурных и процессных пулах достаточно тесно коррелировало с общим $C_{\text{орг}}$ (рис. 4), поэтому эти 4 пула следуют считать основополагающими при мониторинге свойств и динамики ПОВ. Увеличивая содержание в почве ор-

ганического углерода на 1 г/кг с помощью применения минеральных и органических удобрений, можно увеличить размеры пулов $C_{\text{РОМ}}$ и $C_{\text{МАОМ}}$ на 0.58 и 0.27 г/кг почвы, а $C_{\text{МИК}}$ и C_0 на 0.02 и 0.08 г/кг соответственно. В ранее выполненных обобщениях прибавка $C_{\text{РОМ}}$ и C_0 в почвах разных типов и землепользований от увеличения содержания $C_{\text{орг}}$ на 1 г/кг почвы оценивалась в 0.23 и 0.02 г/кг соответственно [11, 12].

Размеры структурных пулов были больше процессных в следующей последовательности: $C_{\text{МАОМ}} > C_{\text{РОМ}} > C_0 > C_{\text{МИК}}$. Пул потенциально-минерализуемого углерода был всегда больше микробного пула в среднем в 3.5 раза, варьируя по годам без какой-либо отчетливой зависимости от вида и дозы удобрения, тогда как отношение $C_{\text{МАОМ}}$ к $C_{\text{РОМ}}$ сильно менялось в зависимости от количества поступающего в почву навоза. В удобренной почве отношение $C_{\text{МАОМ}}$ к $C_{\text{РОМ}}$ равнялось 5, в вари-

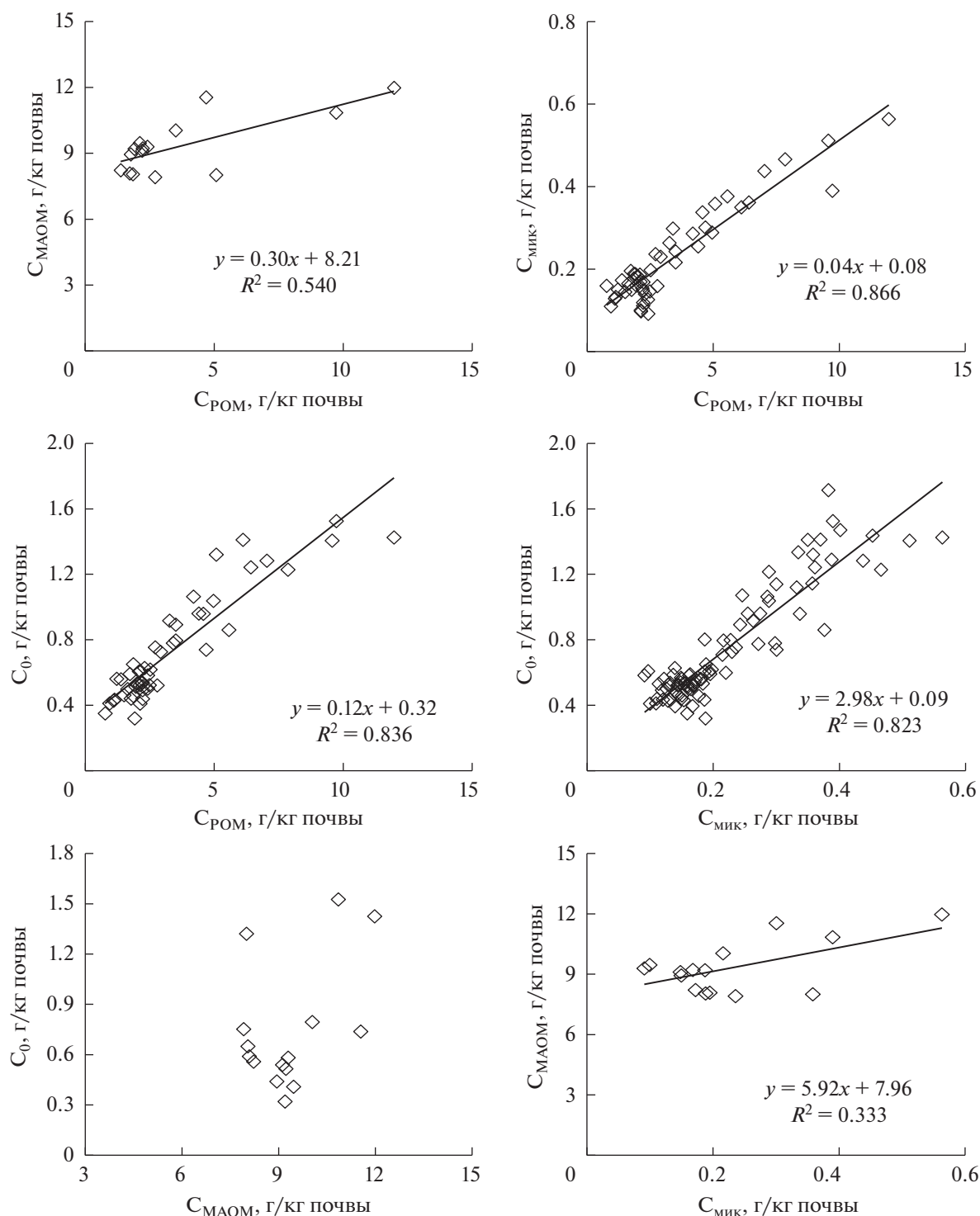


Рис. 5. Регрессионные зависимости содержаний углерода в пулах твердых органических веществ ($C_{РОМ}$), минерально-связанного органического вещества ($C_{МАОМ}$), микробной биомассы ($C_{мик}$) и потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) почвы. Примечание: связь $C_{МАОМ}$ с C_0 не достоверна.

антах с NPK — 4, а с дозами навоза 25 и 100 т/га — 3 и 1. Достоверная корреляция $C_{РОМ}$ с $C_{МАОМ}$, C_0 и $C_{мик}$ является еще одним подтверждением того, что твердые органические частицы являются предшественником минерально-связанного ор-

ганического вещества и прямым источником микробной биомассы и потенциально-минерализуемого органического вещества. Из уравнений регрессии, представленных на рис. 5, следует, что 1 г/кг $C_{РОМ}$ может дать 0.30 г/кг $C_{МАОМ}$,

0.04 $C_{\text{мик}}$ и 0.12 г/кг C_0 . Ранее было показано, что во фракции РОМ содержится в 2.8–7.6 раз больше C_0 , чем в цельном образце почвы, степень минерализации РОМ выше, чем ПОВ в 1.2–2.4 раза, а увеличение содержания в почве $C_{\text{РОМ}}$ на 1 г/кг дает прирост потенциально-минерализуемого углерода на 0.07 г/кг [12].

Микробная биомасса является составным компонентом и модератором потенциально-минерализуемого пула ПОВ. В свою очередь потенциально-минерализуемое органическое вещество характеризует одновременно доступность органического вещества микроорганизмам и способность микроорганизмов использовать углерод в своей жизнедеятельности. Взаимосвязь микробного и потенциально-минерализуемого пулов почвенного углерода подтверждается тесной корреляцией между $C_{\text{мик}}$ и C_0 , а также, как показано выше, близкими коэффициентами вариабельности значений. Но роль микробного пула углерода не ограничивается взаимосвязью с потенциально-минерализуемым пулом ПОВ, а проявляется также в формировании минерально-связанного органического вещества. Если вклад $C_{\text{МАОМ}}$ в потенциально-минерализуемый пул ПОВ был не достоверным, то между $C_{\text{МАОМ}}$ и $C_{\text{мик}}$ обнаруживалась прямая линейная связь. Согласно расчетам, увеличение в почве микробного углерода на 1 г/кг могло бы дать 5.92 г/кг почвы минерально-связанного органического вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Био-физическое разделение ПОВ на углеродные пулы является распространенным способом оценки природы, свойств, оборачиваемости и функций ПОВ. Целостность, автохтонность и сохранность ПОВ создаются структурными пулами твердых органических частиц ($C_{\text{РОМ}}$) и минерально-связанного органического вещества ($C_{\text{МАОМ}}$), которые выделяются гранулометрическим фракционированием. Микробная биомасса ($C_{\text{мик}}$) и потенциально-минерализуемое органическое вещество (C_0) относятся к процессной группе пулов и характеризуют реактивность, трансформируемость и биоактивность ПОВ.

Многолетнее ежегодное применение минеральных и органических удобрений увеличивало запасы $C_{\text{орг}}$ в серой лесной почве по сравнению с неудобренным контролем на 5–10 и 38–83% соответственно в зависимости от вносимых доз. Чем больше поступало углерода с навозом, тем меньше внесенного $C_{\text{орг}}$ удерживалось в почве из-за насыщения почвы органическим веществом. Нижний порог насыщения почвы $C_{\text{орг}}$ соответствовал 2.34% от массы почвы при суммарном поступлении от 700 до 900 т/га (50–65 т С/га) свежего навоза крупного рогатого скота. Полное насы-

щение пахотной серой лесной почвы углеродом соответствует содержанию $C_{\text{орг}}$ 2.75% от массы почвы и достигается внесением 1300 т/га навоза. Пул $C_{\text{МАОМ}}$ насыщался углеродом, как при минеральном, так и при органическом удобрении, тогда как насыщение пула $C_{\text{РОМ}}$ достигалось лишь внесением экстремальных доз навоза.

При минеральном удобрении в почву поступают только растительные остатки, а при органическом — растительные остатки и навоз. Различия в количестве и качестве поступающего в почву нового органического материала по-разному отражались на размерах и соотношениях структурных пулов углерода. Пул твердых органических частиц более обогащен углеродом, чем цельный образец почвы, а пул минерально-связанного вещества, наоборот, обеднен. Отношения С/Н в целой почве, РОМ и МАОМ с интенсивным применением минеральных и органических удобрений соответствуют пропорции 1 : 1.4 : 0.78. Поступающее в почву органическое вещество растительных остатков и навоза накапливалось преимущественно в пуле твердых органических частиц. Применение минеральных удобрений давало слабый прирост $C_{\text{РОМ}}$ по сравнению с неудобренным контролем и не приводило к накоплению $C_{\text{МАОМ}}$. При внесении навоза содержание $C_{\text{РОМ}}$ увеличивалось в 2.1–5.2 раза, а $C_{\text{МАОМ}}$ — в 1.2–1.3 раза. Размеры пула $C_{\text{РОМ}}$ зависели в основном от дозы минеральных и органических удобрений, тогда как $C_{\text{МАОМ}}$ — от длительности применения удобрений.

Хотя в процессных пулах $C_{\text{мик}}$ и C_0 сосредоточена небольшая часть $C_{\text{орг}}$ (0.8–3.7 и 2.8–13.7%), точное измерение углерода в этих пулах важно для оценки потоков углерода. Микробный и потенциально-минерализуемый пулы углерода взаимосвязаны между собой и в целом одинаково реагируют на минеральные и органические удобрения: увеличиваются с повышением дозы навоза и уменьшаются с увеличением дозы NPK. Многолетнее применение навоза не давало кумулятивного прироста C_0 в почве, поддерживая лишь тот уровень, который достигался применением соответствующей дозы навоза. Накопление в почве $C_{\text{орг}}$ при многолетнем применении органических удобрений и умеренных доз NPK происходило за счет биологически стабильного органического вещества.

Твердые органические частицы являются предшественником минерально-связанного органического вещества и прямым источником микробной биомассы и потенциально-минерализуемого органического вещества. Продукты разложения поступающего в почву органического вещества и отмершей микробной биомассы образуют пул минерально-связанного органического

вещества. Микробная биомасса является составным компонентом и модератором потенциально-минерализуемого пула ПОВ, а потенциально-минерализуемое органическое вещество характеризует одновременно и доступность органического вещества микроорганизмам и способность микроорганизмов использовать имеющиеся запасы углерода.

Минеральные удобрения в зависимости от дозы могут быть как средством поддержания запасов органического вещества в почве, так и причиной деградации структурных и процессных пулов ПОВ. Одним из способов восполнения ранее утраченных запасов органического углерода в пахотных почвах в рамках рекарбонизации агроэкосистем является ежегодное внесение в почву высоких доз навоза крупного рогатого скота вплоть до экстремальных. Но эта теоретическая концепция вряд ли осуществима в практике.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-26-00100.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Ежегодное и суммарное поступление углерода и питательных веществ в пахотную серую лесную почву с минеральными и органическими удобрениями, г/м².

Таблица S2. Содержание органического углерода (C_{орг}) в почве при ежегодном внесении минеральных и органических удобрений в пятипольном севообороте, г/кг воздушно-сухой почвы.

Таблица S3. Влияние длительности внесения и дозы минеральных и органических удобрений на размеры пулов органического углерода в почве.

Рис. S1. Изменения содержания органического углерода в почве в течение 9-летнего применения минеральных и органических удобрений в возрастающих дозах.

Рис. S2. Изменения содержания органического углерода в почве при ежегодном применении минеральных и органических удобрений в возрастающих дозах.

Рис. S3. Соотношение C/N в почвенном органическом веществе и в пулах твердых органических частиц и минерально-связанного органического вещества.

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.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22070024>

2. Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Гавриленко Е.Г. Особенности определения углерода микробной биомассы почвы методом субстрат-индуцированного дыхания // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1327–1333.
3. Завьялова Н.Е. Углеродпротекторная емкость дерново-подзолистой почвы естественных и агроэкосистем Предуралья // Почвоведение. 2022. № 8. С. 1046–1055.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22080160>
4. Ковалев И.В., Семенов В.М., Ковалева Н.О., Лебедева Т.Н., Яковлева В.М., Паутова Н.Б. Оценка биогенности и биоактивности агросерых глееватых неосушенных и осушенных почв // Почвоведение. 2021. № 7. С. 827–837.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21070078>
5. Козут Б.М., Семенов В.М. Оценка насыщенности почвы органическим углеродом // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 102. С. 103–124.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-102-103-124>
6. Козут Б.М., Семенов В.М., Артемьева З.С., Данченко Н.Н. Дегумусирование и почвенная секвестрация углерода // Агрохимия. 2021. № 5. С. 3–13.
<https://doi.org/10.31857/S0002188121050070>
7. Никитин Д.А., Семенов М.В., Чернов Т.И., Ксенофонта 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.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22020095>
8. Паутова Н.Б., Семенова Н.А., Хромыхкина Д.П., Лебедева Т.Н., Семенов В.М. Определение активного органического вещества в свежем подстилочном навозе биокинетическим методом // Агрохимия. 2018. № 9. С. 29–39.
<https://doi.org/10.1134/S0002188118090107>
9. Семенов В.М., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В. Структурно-функциональное состояние органического вещества почвы // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука, 2006. С. 230–247.
10. Семенов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 233 с.
11. Семенов В.М., Козут Б.М., Зинякова Н.Б., Масютенко Н.П., Малукова Л.С., Лебедева Т.Н., Тулина А.С. Биологически активное органическое вещество в почвах европейской части России // Почвоведение. 2018. № 4. С. 457–472.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1804007X>
12. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Паутова Н.Б. Дисперсное органическое вещество в необрабатываемых и пахотных почвах // Почвоведение. 2019. № 4. С. 440–450.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19040130>
13. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Зинякова Н.Б., Соколов Д.А., Семенов М.В. Эвтрофикация пахотной почвы: сравнительное влияние минеральной и органической систем удобрения // Почвоведение.

2023. № 1. С. 58–73.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22600676>
14. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Паутова Н.Б., Хромычкина Д.П., Ковалев И.В., Ковалева Н.О. Взаимосвязь размера агрегатов, содержания дисперсного органического вещества и разложения растительных остатков в почве // Почвоведение. 2020. № 4. С. 430–443.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20040139>
 15. Семенов В.М., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Хромычкина Д.П., Семенова Н.А., Лопес де Гереню В.О. Разложение растительных остатков и формирование активного органического вещества в почве инкубационных экспериментов // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1172–1184.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19100113>
 16. Сычев В.Г., Налиухин А.Н., Шевцова Л.К., Рухович О.В., Беличенко М.В. Влияние систем удобрения на содержание почвенного органического углерода и урожайность сельскохозяйственных культур: результаты длительных полевых опытов Географической сети России // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1521–1536.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20120138>
 17. Ходжаева А.К., Семенов В.М. Распределение активного органического вещества в профиле почв природных и сельскохозяйственных экосистем // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1496–1504.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15120102>
 18. Шарков И.Н., Данилова А.А. Влияние агротехнических приемов на изменение содержания гумуса в пахотных почвах // Агрохимия. 2010. № 12. С. 72–81.
 19. Alvarez R. A review of nitrogen fertilizer and conservation tillage effects on soil organic carbon storage // Soil Use and Management. 2005. V. 21. P. 38–52.
<https://doi.org/10.1079/SUM2005291>
 20. Angers D., Arrouays D., Cardinael R., Chenu C., Corbeels M., Demenois J., Farrell M., Martin M., Minasny B., Recous S., Six J. A well-established fact: Rapid mineralization of organic inputs is an important factor for soil carbon sequestration // Eur. J. Soil Sci. 2022. V. 73(3). P. e13242.
<https://doi.org/10.1111/ejss.13242>
 21. Basile-Doelsch I., Balesdent J., Pellerin S. Reviews and syntheses: The mechanisms underlying carbon storage in soil // Biogeosciences. 2020. V. 17(21). P. 5223–5242.
<https://doi.org/10.5194/bg-17-5223-2020>
 22. Baveye P.C., Schnee L.S., Boivin P., Laba M., Radulovich R. Soil Organic Matter Research and Climate Change: Merely Re-storing Carbon Versus Restoring Soil Functions // Front. Environ. Sci. 2020. V. 8. P. 579904.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.579904>
 23. Berthelin J., Laba M., Lemaire G., Powlson D., Tessier D., Wander M., Baveye P.C. Soil carbon sequestration for climate change mitigation: Mineralization kinetics of organic inputs as an overlooked limitation // Eur. J. Soil Sci. 2022. V. 73(1). Art.No. e13221.
<https://doi.org/10.1111/ejss.13221>
 24. Cambardella C.A., Elliott E.T. Particulate Soil Organic-Matter Changes across a Grassland Cultivation Sequence // Soil Sci. Soc. Am. J. 1992. V. 56. № 3. P. 777–783.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030017x>
 25. Castellano M.J., Mueller K.E., Olk D.C., Sawyer J.E., Six J. Integrating plant litter quality, soil organic matter stabilization, and the carbon saturation concept // Global Change Biol. 2015. V. 21. № 9. P. 3200–3209.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12982>
 26. Chen Y., Camps-Arbestain M., Shen Q., Singh B., Cayuela M.L. The long-term role of organic amendments in building soil nutrient fertility: a meta-analysis and review // Nutr. Cycl. Agroecosyst. 2018. V. 111. P. 103–125.
<https://doi.org/10.1007/s10705-017-9903-5>
 27. Chenu C., Angers D.A., Barré P., Derrien D., Arrouays D., Balesdent J. Increasing organic stocks in agricultural soils: Knowledge gaps and potential Innovations // Soil Till. Res. 2019. V. 188. P. 41–52.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2018.04.011>
 28. Christopher S.F., Lal R. Nitrogen Management Affects Carbon Sequestration in North American Cropland Soils // Critical Rev. Plant Sci. 2007. V. 26(1). P. 45–64.
<https://doi.org/10.1080/07352680601174830>
 29. Cotrufo M.F., Ranalli M.G., Haddix M.L., Six J., Lugato E. Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter // Nature Geoscience. 2019. V. 12. P. 989–994.
<https://doi.org/10.1038/s41561-019-0484-6>
 30. Cotrufo M.F., Soong J.L., Horton A.J., Campbell E.E., Haddix M.L., Wall D.H., Parton W.J. Formation of soil organic matter via biochemical and physical pathways of litter mass loss // Nature Geoscience. 2015. V. 8. P. 776–779.
<https://doi.org/10.1038/NCEO2520>
 31. Cotrufo M.F., Wallenstein M.D., Boot C.M., Denef K., Paul E. The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? // Global Change Biol. 2013. V. 19. № 4. P. 988–995.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12113>
 32. Du Y., Cui B., Zhang Q., Wang Z., Sun J., Niu W. Effects of manure fertilizer on crop yield and soil properties in China: A meta-analysis // Catena. 2020. V. 193. P. 104617.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104617>
 33. Feng W., Xu M., Fan M., Malhi S.S., Schoenau J.J., Six J., Plante A.F. Testing for soil carbon saturation behavior in agricultural soils receiving long-term manure amendments // Can. J. Soil Sci. 2014. V. 94(3). P. 281–294.
<https://doi.org/10.4141/cjss2013-012>
 34. Geisseler D., Scow K.M. Long-term effects of mineral fertilizers on soil microorganisms – A review // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 75. P. 54–63.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.03.023>
 35. Gregorich E.G., Beare M.H., McKim U.F., Skjemstad J.O. Chemical and Biological Characteristics of Physically Uncomplexed Organic Matter // Soil Sci. Soc. Am. J. 2006. V. 70(3). P. 975–985.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0116>

36. Gross A., Glaser B. Meta-analysis on how manure application changes soil organic carbon storage // *Sci. Report*. 2021. V. 11. P. 5516.
<https://doi.org/10.1038/s41598-021-82739-7>
37. Haddix M.L., Gregorich E.G., Helgason B.L., Janzen H., Ellert B.H., Cotrufo M.F. Climate, carbon content, and soil texture control the independent formation and persistence of particulate and mineral-associated organic matter in soil // *Geoderma*. 2020. V. 363 P. 114160.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114160>
38. Han P., Zhang W., Wang G., Sun W., Huang Y. Changes in soil organic carbon in croplands subjected to fertilizer management. A global meta-analysis // *Sci. Report*. 2016. V. 6. P. 27199.
<https://doi.org/10.1038/srep27199>
39. Hijbeek R., van Ittersum M.K., ten Berge H.F.M., Gort G., Spiegel H., Whitemore A.P. Do organic inputs matter – a meta-analysis of additional yield effects for arable crops in Europe // *Plant and Soil*. 2017. V. 411. P. 293–303.
<https://doi.org/10.1007/s11104-016-3031-x>
40. Hoffland E., Kuypers T.W., Comans R.N.J., Creamer R.E. Eco-functionality of organic matter in soils // *Plant and Soil*. 2020. V. 455. P. 1–22.
<https://doi.org/10.1007/s11104-020-04651-9>
41. Janzen H.H. The soil carbon dilemma: Shall we hoard it or use it? // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38(3). P. 419–424.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.10.008>
42. Jiang G., Zhang W., Xu M., Kuzyakov Y., Zhang X., Wang J., Di J., Murphy D.V. Manure and mineral fertilizer effects on crop yield and soil carbon sequestration: A meta-analysis and modeling across China // *Global Biogeochem. Cycles*. 2018. V. 32(11). P. 1659–1672.
<https://doi.org/10.1029/2018GB005960>
43. Kallenbach C.M., Grandy A.S., Frey S.D., Diefendorf A.F. Microbial physiology and necromass regulate agricultural soil carbon accumulation // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 91. P. 279–290.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.09.005>
44. Kögel-Knabner I., Wiesmeier M., Mayer S. Mechanisms of soil organic carbon sequestration and implications for management // *Understanding and fostering soil carbon sequestration*. Ed. by C. Rumpel. Cambridge: Burleigh Dodds Sci. Publ. Lim. 2022. P. 1–36.
<https://doi.org/10.19103/AS.2022.0106.02>
45. Körschens M. Long-Term Field Experiments (LTEs)—Importance, Overview, Soil Organic Matter // *Exploring and Optimizing Agricultural Landscapes*. Mueller L. et al. (eds). Springer; Cham. 2021. P. 215–231.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-67448-9_8
46. Ladha J.K., Reddy C.K., Padre A.T., van Kessel C. Role of nitrogen fertilization in sustaining organic matter in cultivated soils // *J. Environ. Qual.* 2011. V. 40(6). P. 1756–1766.
<https://doi.org/10.2134/jeq2011.0064>
47. Lal R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change // *Geoderma*. 2004. V. 123. P. 1–22.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.032>
48. Lal R. Managing Soils and Ecosystems for Mitigating Anthropogenic Carbon Emissions and Advancing Global Food Security // *BioScience*. 2010. V. 60. P. 708–721.
<https://doi.org/10.1525/bio.2010.60.9.8>
49. Lal R. Digging deeper: A holistic perspective of factors affecting soil organic carbon sequestration in agroecosystems // *Global Change Biol.* 2018. V. 24(8). P. 3285–3301.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14054>
50. Lal R., Smith P., Jungkunst H.F., Mitsch W.J., Lehmann J., Nair P.K.R., McBratney A.B., de Moraes Sá J.C., Schneider J., Zinn Y.L., Skorupa A.L.A., Zhang H.-L., Minasny B., Srinivasrao C., Ravindranath N.H. The carbon sequestration potential of terrestrial ecosystems // *J. Soil Water Conservation*. 2018. V. 73(6). P. 145A–152A.
<https://doi.org/10.2489/jswc.73.6.145A>
51. Lavalley 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 // *Global Change Biol.* 2020. V. 26(1). P. 261–273.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14859>
52. Lehmann J., Kleber M. The contentious nature of soil organic matter // *Nature*. 2015. V. 528, P. 60–68.
<https://doi.org/10.1038/nature16069>
53. Li B., Song H., Cao W., Wang Y., Chen J., Guo J. Responses of soil organic carbon stock to animal manure application: A new global synthesis integrating the impacts of agricultural managements and environmental conditions // *Global Change Biol.* 2021. V. 27(20). P. 5356–5367.
<https://doi.org/10.1111/gcb.15731>
54. Liang C. Soil microbial carbon pump: Mechanism and appraisal // *Soil Ecol. Lett.* 2020. V. 2(4). P. 241–254.
<https://doi.org/10.1007/s42832-020-0052-4>
55. Liang C., Amelung W., Lehmann J., Kästner M. Quantitative assessment of microbial necromass contribution to soil organic matter // *Global Change Biol.* 2019. V. 25(11). P. 3578–3590.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14781>
56. Liang C., Hao X., Schoenau J., Ma B.-L., Zhang T., J. MacDonald D., Chantigny M., Dyck M., Smith W.N., Malhi S.S., Thiagarajan A., Lafond J., Angers D. Manure-induced carbon retention measured from long-term field studies in Canada // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2021. V. 321. P. 107619.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2021.107619>
57. Lu M., Zhou X., Luo Y., Yang Y., Fang C., Chen J., Li B. Minor stimulation of soil carbon storage by nitrogen addition: a meta-analysis // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2011. V. 140. P. 234–244.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2010.12.010>
58. Maillard É., Angers D.A. Animal manure application and soil organic carbon stocks. A meta-analysis // *Global Change Biol.* 2014. V. 20(2). P. 666–679.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12438>
59. Mann L.K. A regional comparison of carbon in cultivated and uncultivated allisols and mollisols in the Central United States // *Geoderma*. 1985. V. 36(3–4). P. 241–253.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(85\)90005-9](https://doi.org/10.1016/0016-7061(85)90005-9)
60. Mann L.K. Changes in soil carbon storage after cultivation // *Soil Sci.* 1986. V. 142(5). P. 279–288.

61. Minasny B., Malone B.P., McBratney A.B., Angers D.A., Arrouays D., Chambers A., Chaplot V., Chen Z.S., Cheng K. et al. Soil carbon 4 per mille // *Geoderma*. 2017. V. 292. P. 59–86.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.002>
62. O'Brien P.L., Hatfield J.L. Dairy Manure and Synthetic Fertilizer: A Meta-Analysis of Crop Production and Environmental Quality // *Agrosyst. Geosci. Environ.* 2019. V. 2. P. 190027.
<https://doi.org/10.2134/age2019.04.0027>
63. Paustian K., Andren O., Janzen H. H., Lal R., Smith P., Tian G., Tiessen H., Van Noordwijk M., Woormer P.L. Agricultural soils as a sink to mitigate CO₂ emissions // *Soil Use Management*. 1997. V. 13(4). P. 230–244.
<https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.1997.tb00594.x>
64. Ren F., Zhang X., Liu J., Sun N., Sun Z., Wu L., Xu M. A synthetic analysis of livestock manure substitution effects on organic carbon changes in China's arable top-soil // *Catena*. 2018. V. 171. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.06.036>
65. Samson M.-E., Chantigny M.H., Vanasse A., Menasseri-Aubry S., Royer I., Angers D.A. Management practices differently affect particulate and mineral-associated organic matter and their precursors in arable soils // *Soil Biol. Biochem.* 2020. V. 148. P. 107867.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107867>
66. Sanderman J., Hengl T., Fiske G.J. Soil carbon debt of 12,000 years of human land use // *PNAS*. 2017. V. 114(36). P. 9575–9580.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1706103114>
67. Schnitzer M., McArthur D.F.E., Schulten H.-R., Kozak L.M., Huang P.M. Long-term cultivation effects on the quantity and quality of organic matter in selected Canadian prairie soils // *Geoderma*. 2006. V. 130. P. 141–156.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.01.021>
68. Sparling G.P. Ratio of microbial biomass carbon to soil organic carbon as a sensitive indicator of changes in soil organic matter // *Austral. J. Soil Res.* 1992. V. 30(2). P. 195–207.
<https://doi.org/10.1071/SR9920195>
69. Stewart C.E., Plante A.F., Paustian K., Conant R.T., Six J. Soil carbon saturation: Linking concept and measurable carbon pools // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2008. V. 72(2). P. 379–392.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0104>
70. Stockmann U., Adams M.A., Crawford, J.W. Field D.J., Henakaarchchi N., Jenkins M., Minasny B., McBratney A.B., de Courcelles V.R., Singh K., Wheeler I., Abbott L., Angers D.A., Baldock J., Bird M., Brookes P.C., Chenu C., Jastrow J.D., Lal R., Lehmann J., O'Donnell A.G., Parton W.J., Whitehead D., Zimmermann M. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2013. V. 164. P. 80–99.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.10.001>
71. Tian K., Zhao Y., Xu X., Hai N., Huang B., Deng W. Effects of long-term fertilization and residue management on soil organic carbon changes in paddy soils of China: A meta-analysis // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2015. V. 204. P. 40–50.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2015.02.008>
72. Treseder K.K. Nitrogen additions and microbial biomass: a meta-analysis of ecosystem studies // *Ecology Lett.* 2008. V. 11(10). P. 1111–1120.
<https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2008.01230.x>
73. Triberti L., Natri A., Giordani G., Comellini F., Baldoni G., Toderi G. Can mineral and organic fertilization help sequester carbon dioxide in cropland? // *Eur. J. Agronomy*. 2008. V. 29. P. 13–20.
<https://doi.org/10.1016/j.eja.2008.01.009>
74. Von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H. Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // *Eur. J. Soil Sci.* 2006. V. 57. P. 426–445.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>
75. Wander M. Soil Organic Matter Fractions and Their Relevance to Soil Function // *Soil organic matter in sustainable agriculture* / Eds. F. Magdoff, R.R. Weil. Boca Raton etc: CRC Press, 2004. P. 67–102.
<https://doi.org/10.1201/9780203496374>
76. Wei M., Hu G., Wang H., Bai E., Lou Y., Zhang A., Zhuge Y. 35 years of manure and chemical fertilizer application alters soil microbial community composition in a Fluvo-aquic soil in Northern China // *Eur. J. Soil Biol.* 2017. V. 82. P. 27–34.
<https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2017.08.002>
77. West T.O., Six J. Considering the influence of sequestration duration and carbon saturation on estimates of soil carbon capacity // *Climatic Change*. 2007. V. 80. P. 25–41.
<https://doi.org/10.1007/s10584-006-9173-8>

Sizes and Ratios of Organic Carbon Pools in Gray Forest Soil under Long-Term Application of Mineral and Organic Fertilizers

V. M. Semenov¹, *, T. N. Lebedeva¹, N. B. Zinyakova¹, and D. A. Sokolov¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

*e-mail: v.m.semenov@mail.ru

Soil organic matter (SOM) is proposed to subdivide into structural and process pools. Structural pools include particulate organic matter (C_{POM}) and mineral-associated organic matter (C_{MAOM}), and process pools include microbial biomass (C_{mic}) and potentially mineralizable organic matter (C₀). The studies were carried out in a long-term microfield experiment on gray forest soil (Luvic Reti Greyzem Phaeozems (Loamic)).

Mineral (N 90–360, P₂O₅ 75–300 and K₂O 100–400 kg/ha) and organic (fresh cattle manure from 25 to 100 t/ha) fertilizers in increasing doses were applied annually for 9 years. The increasing in soil organic carbon (C_{org}) stocks from NPK and manure was 5–10 and 38–83%, respectively. The application of extreme doses of manure (700 to 900 tons/ha in 9 years) led to saturation of the soil with organic carbon. SOM pools sizes decreased in the sequence C_{MAOM} > C_{POM} > C₀ > C_{mic}, amounting to 7.91–12 g/kg (50–84% of C_{org}), 0.76–12 g/kg (8–50%), 0.32–1.71 g/kg (2.8–13.7%) and 0.09–0.56 g/kg (0.8–3.7%), respectively. C_{POM} pool size depended mainly on the dose of mineral and organic fertilizers, and C_{MAOM} depended on the duration of fertilizer application. Both C_{mic} and C₀ pools increased with the manure dose and decreased with the NPK dose. The long-term manuring did not produce a cumulative accumulation of C₀ in the soil. It is emphasized that the separation of structural and process pools can be used for monitoring of SOM quality and functions.

Keywords: soil organic matter, C_{org}, sequestration, storage, particulate organic matter, POM, mineral-associated organic matter, MAOM, potentially mineralizable organic matter, C₀, microbial biomass, C_{mic}

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ
И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 614.7

ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ СОЕДИНЕНИЙ МАРГАНЦА
В ВЕРХНЕМ ПОЧВЕННОМ СЛОЕ ЗОН ВОЗДЕЙСТВИЯ
ТЕРРИКОНА УГОЛЬНОЙ ШАХТЫ
(СРЕДНЕРУССКАЯ ЛЕСОСТЕПЬ)© 2023 г. И. Н. Семенков^а, *, А. В. Шарапова^а, С. А. Леднев^а, Т. В. Королева^а^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: semenkov@geogr.msu.ru

Поступила в редакцию 03.10.2022 г.

После доработки 28.11.2022 г.

Принята к публикации 30.12.2022 г.

Для анализа трансформации фракционного состава соединений Мп в почвах зон воздействия терриконов сульфидсодержащих пород Тульской области на 11 точках исследованы гранулометрический состав, величина рН, удельная электропроводность водной вытяжки, концентрация $S_{орг}$ и трех подвижных форм металла. Средне-, тяжелосуглинистые токсилитостраты (Technosols) незадернованной поверхности террикона с преимущественно очень кислой реакцией среды (рН до 3.7) часто имеют сульфатное засоление, удельная электропроводность водной вытяжки 1 : 5 достигает 2 дСм/м. Сернокислые стоки и твердофазное вещество с террикона образуют делювиально-пролювиальные шлейфы, которые погребают высокопродуктивные черноземы. В наиболее токсичном незадернованном субстрате подвижность Мп – суммарная доля трех подвижных форм от валового содержания – составила 2–4%, в задернованном токсичном субстрате (Regosols over Phaeozems) и погребенном горизонте АУх черноземов – 20–40%, горизонте АУ незагрязненного чернозема (Chernozems) приближалась к 100%. По показателям фракционного состава соединений Мп незадернованные почвы шлейфов близки к токсичным субстратам террикона, а задернованные почвы шлейфа приближаются к фоновым черноземам. Предположительно за счет влияния растительности в задернованном субстрате значимо больше ($p < 0.05$) содержание подвижных соединений Мп. Поступление сернокислых растворов в горизонт АУх черноземов уменьшает содержание подвижных соединений и валового Мп.

Ключевые слова: объекты накопленного вреда, потенциально токсичные элементы, темноцветные почвы (black soils), черноземы (Chernozems), токсичные техногенные поверхностные образования (Technosols), фракционирование, угледобыча, загрязнение почв

DOI: 10.31857/S0032180X22601190, **EDN:** НОЕМKD

ВВЕДЕНИЕ

Уголь – один из главных источников энергии, занимающий ключевую позицию в структуре энергобаланса многих стран мира. Россия обладает значительными его запасами и эффективными методами добычи, обеспечивая внутренние потребности и экспортные поставки. В стране находится 22 угольных бассейна и 129 отдельных месторождений, и по состоянию на 01.01.2021 г. действовало 58 угледобывающих шахт и 121 разрез на территории 25 субъектов. Угольная отрасль – одна из важнейших для 15 субъектов страны и градообразующая для более 30 населенных пунктов, хотя и негативно влияет на окружающую среду за счет водопотребления, эмиссии поллютантов в гидросферу и атмосферу [3, 16, 19, 28], изъятия территорий из землепользования [35] и ухудше-

ния качества земель при размещении отходов производства в породных отвалах [19, 41]. В 2020 г. Правительство Российской Федерации утвердило Программу развития угольной промышленности до 2035 г., предусматривающую оптимизацию отрасли, в том числе снижение негативного воздействия на окружающую среду. Документ декларирует прекращение неэффективной добычи низкокачественного сырья в Подмосковном угольном бассейне (ПУБ), но не освещает необходимость природоохранных мероприятий для минимизации накопленного вреда, оказанного за многолетнее и бесконтрольное существование отвалов угольных шахт.

В Тульской области отсутствие или незавершенность рекультивации после стихийной остановки угледобычи в ПУБ, высокая плотность насе-

ления и распашка заброшенных в 1990-х гг. земель сельскохозяйственного назначения породила конфликт землепользования за счет негативного влияния пришахтных территорий на близлежащие экосистемы, включая агроценозы. Фактически нерекультивированные отвалы ПУБ можно представить как объекты стихийного эксперимента продолжительностью в десятки лет, предоставляющего информацию о направлении и интенсивности деградации экосистем, появлении новых почв и эффективных мероприятиях по реабилитации нарушенных земель [4, 18]. Сходные экологические проблемы наблюдаются и в других регионах мира, где ведется добыча сернокислых углей [26, 35].

Отвалы угольных шахт ПУБ сложены токсичным материалом, содержащим повышенные уровни Fe, Mn и S (табл. S1) в форме пирита, марказита и других минералов, при окислении которых формируется H_2SO_4 , переводящая в раствор многие вещества. Под действием талых и дождевых вод в подчиненные ландшафты (в отдельных случаях включая пахотные земли) поступают сернокислые токсичные стоки. В результате меняются существовавшее в природе равновесие и формируются особые сернокислые геокомплексы [18, 39] с потенциально кислыми сульфатными почвами, которые также встречаются в местах выхода вод, дренирующих сульфидные месторождения [36], ландшафтах парогидротерм и фумарол [33]. При этом периферия образующихся пролювиальных и делювиальных шлейфов зарастает растительностью: березовыми лесами и злаковыми лугами [4, 25, 26], что сопровождается реграцией загрязненных почв [13, 29] — хемоземов (Regosols (Toxic)).

Цель исследований — сравнительный анализ фракционного состава соединений Mn в кислых сульфатных почвах пролювиально-делювиальных шлейфов и террикона угольной шахты, а также черноземах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. По итогам рекогносцировочных исследований на площади 10 тыс. га в пределах Киреевского и Узловского районов Тульской области, где находилось 13 угольных шахт [18], в 2 км к западу от п. Ильинка выбран террикон (отвал конической формы) как модельный объект для исследования техногенных поверхностных образований и сопряженных с ними почв делювиально-пролювиальных шлейфов, контактирующих с высокоплодородными черноземами, и просадок глубиной до 3 м над заброшенными шахтами. Высота террикона достигает 25 м, диаметр — 240 м. Склоны крутизной около 30° расчленены промоинами, глубина которых в нижней части составляет до 3 м [22].

В ходе полевых работ исследованы хемоземы, или токсилитостраты (Technosols) на практически незадернованной поверхности террикона, токсистратоземы (Regosols) на незадернованном подножье террикона, токсистратоземы на погребенных черноземах химически трансформированных (Regosols over Chernozems) под злаковыми лугами (доминанты — *Calamagrostis epigeios*, *Poa* spp.) и березняками (*Betula pendula*), агрочерноземы токсистратифицированные (Chernozems (Stagnic)) в просадке под культурфитоценозом и черноземы (Chernozems) под залежным мезофитным (доминирует *Fragaria viridis*) лугом на междуречье и мезогигрофитным лугом (доминируют *Phleum pratense*, *Geranium pratense*) днища балки [4, 18, 22]. Всего на 11 точках отобрали и проанализировали 57 проб.

Методы исследования. Из двух токсилитостратов отобрали по 3 образца из верхней метровой толщи (глубины 0–10, 20–20 и 90–100 см). Токсистратоземы опробовали на всю мощность перемещенного субстрата (с глубины 0–10 см, середины и нижних 10 см наноса) с захватом погребенного гумусового горизонта (по 1–2 пробы в зависимости от мощности). В черноземах опробовали только темногоумусовый горизонт AU из слоя 0–10 см, середины и низа горизонта. Опробование верхних 0–10 см выполняли для характеристики слоя, которому соответствуют максимальные биологическая активность микроорганизмов и степень преобразования техногенного субстрата на объектах сходного возраста Канско-Ачинского угольного бассейна [15].

Содержание $C_{орг}$ определяли бихроматным методом по И.В. Тюрину с титриметрическим окончанием с фенилантраниловой кислотой, гранулометрический состав — методом лазерной дифрактометрии на приборе Analizeter 22 фирмы Fritsch (Германия). Величину pH измеряли потенциометрически в суспензии при постоянном помешивании (соотношение почва : раствор 1 : 2,5) на приборе Эксперт-pH (Россия), удельную электропроводность ($EC_{1:5}$) водной вытяжки — кондуктометрически (1 : 5 на приборе SevenEasy S30 Mettler Toledo, США), содержание SO_4^{2-} , Ca^{2+} и Mg^{2+} (1 : 5) методом ионной хроматографии с кондуктометрическим детектированием (хроматограф Стайер-М, Россия). Потери при прокаливании определяли методом сухого сжигания при температуре 900°C.

Валовое содержание¹ Mn исследовали на рентгенофлуоресцентном анализаторе Axios фирмы PANalytical (Нидерланды) с использованием стандартных образцов российских почв. Непрочносвязанные соединения металла параллельно

¹ Результаты валового анализа приведены на абсолютно сухую навеску.

извлекали в течение 18 ч ацетатно-аммонийным буфером (ААБ; фракция F1), ААБ с 1%-ной ЭДТА (этилендиаминтетрауксусной кислотой; фракции F1 + F2) и 1 М HNO_3 (соотношение почва : раствор 1 : 10; фракции F1 + F3) соответственно [31]. Использованные реагенты не являются строго селективными. Концентрацию элементов в вытяжках определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Фракция F1, экстрагируемая ААБ, включает обменные соединения. Фракция F2 — это соединения элементов, находящиеся в почвах в форме непрочноудерживаемых органических комплексов [31]. Содержание этой фракции вычисляли по разнице между содержанием элементов в чистой ацетатно-аммонийной вытяжке и вытяжке ААБ с 1%-ной ЭДТА. Во фракцию F3 входят соединения, удерживаемые почвенными компонентами различными связями [31]. Содержание этой фракции вычисляли по разнице между содержанием элементов в чистой ацетатно-аммонийной вытяжке и азотнокислой. Прочносвязанные соединения (остаточная фракция F4) рассчитывали по разнице между валовым содержанием (F5) и суммарным содержанием трех подвижных форм соединений. Подвижность элементов выражена в процентах как доля непрочносвязанных соединений относительно валового содержания. Этот показатель отражает пул наиболее миграционно активных соединений элементов.

Для оценки региональных геохимических особенностей рассматриваемых объектов элементный состав почв и техногенного материала сравнивали с кларками в верхней части континентальной коры и угля, а также средними содержаниями элементов в черноземах Среднерусской возвышенности и предгорий Урала. В техногенном материале и гумусовом горизонте почв элементный состав и свойства характеризовали, рассчитывая среднее, стандартное отклонение и коэффициенты корреляции Спирмена (r), выполняя непараметрический тест Манна–Уитни с использованием в качестве порогового уровня $p = 0.05$. Приведены результаты по 8 выборкам (нумерация сохраняется в иллюстративном материале) проб, сформированных в соответствии с типом материала и местом его опробования.

I — вскрышные породы террикона ($n = 6$), материал, перемещенный с его поверхности и перекрывший природные черноземы,

II — горизонт RX, $n = 6$ и [A], $n = 1-3$ соответственно,

III — горизонт RX, $n = 12-14$ и [A], $n = 5-14$,

IV — горизонт RX, $n = 1$ и [A], $n = 2-4$,

V — горизонт AU фоновых черноземов, $n = 4-9$.

Величину pH, гранулометрический состав, ЕС и $C_{\text{орг}}$ определяли во всех отобранных пробах,

элементный состав почв и содержание подвижных форм исследовали в 34 пробах.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характеристика почв. Фоновые тяжелосуглинистые черноземы содержат до 9% $C_{\text{орг}}$ и 50–75% физической глины, имеют pH 6.4–7.0 и невысокую удельную электропроводность ($EC_{1:5} = 0.014-0.053$ дС/м, табл. 1).

Средне-, тяжелосуглинистые (доля физической глины 39–49%) токсилитостраты поверхности террикона содержат различное количество $C_{\text{орг}}$ (до 5% на прогоревших участках и 10–23% на не горевших), имеют преимущественно очень кислую среду (3.7–3.9) и сульфатное засоление ($EC_{1:5} = 1.4-1.9$ дС/м). На прогоревших участках величина pH увеличивается, и уменьшается ЕС (табл. S2).

В перемещенном техногенном субстрате токсилитостратоземов делювиально-пролювиальных шлейфов повышено содержание среднего и мелкого песка и понижено — пылеватых фракций, ила и $EC_{1:5}$. На задернованной поверхности существенно больше величина pH ($p = 0.012$) и меньше содержание SO_4^{2-} ($p = 0.0002$).

В погребенном гумусовом горизонте черноземов шлейфа и просадки относительно фоновых почв значимо больше $EC_{1:5}$, содержание водорастворимых Ca^{2+} и SO_4^{2-} и меньше величина pH.

В субстрате ряда почв: токсилитостраты незадернованные — токсилитостратоземы незадернованные — токсилитостратоземы задернованные уменьшаются содержание водорастворимого Ca^{2+} ($p = 0.051-0.065$). В сильноокислой среде за счет активного выщелачивания из крупных обломков первичных минералов (прежде всего, кальцита и доломита) во вскрышной породе содержится много водорастворимого Ca^{2+} (105 мг/100 г). Погребенный токсичным субстратом делювиального шлейфа горизонт AU чернозема относительно фоновых почв отличается повышенным содержанием водорастворимого Ca^{2+} как на незадернованной и задернованной поверхности шлейфа, так и в просадке, сопряженной с терриконом ($p < 0.036$).

Вскрышные породы террикона содержат в десятки–сотни раз больше водорастворимых соединений S ($p < 0.01$), чем горизонт AU фоновых черноземов. В перемещенном техногенном субстрате от участков, расположенных ближе к террикону (незадернованные токсилитостратоземы), к удаленным (здернованные токсилитостратоземы) уменьшается содержание водорастворимых соединений S. При этом значимые различия относительно материала с тела террикона выявлены только для задернованных токсилитостратозем.

Таблица 1. Медианные значения показателей изученных почв

Показатель		Материал вскрышных пород				Гумусовый горизонт			
		I	II	III	IV	II	III	IV	V
Гранулометрические фракции (мм), %	1000–500	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
	500–250	<0.01	5.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
	250–50	4.6	39	27	<0.01	1.3	0.5	<0.01	<0.01
	50–10	52	25	39	41	47	44	37	42
	10–5	14	8.7	11	18	14	16	18	17
	5–1	25	15	19	32	29	31	35	33
	<1	7.5	4.5	4.7	8.8	7.6	7.8	9.1	8.3
	<10	46	28	34	59	51	55	63	58
ППП, %		18	16	17	24	19	11	17	10
C _{орг} , %		8.8	8.0	7.9	10.2	3.5	3.7	6.1	3.2
ЕС _{1:5} , мкС/см		1639	311	248	523	506	143	217	21
pH		3,8	3.8	4.9	4.4	4.1	5.7	4.7	6.5
Ca ²⁺ , мг/100 г		105	21	17	34	48	12	14	2.9
SO ₄ ²⁻ , г/кг		14.8	2.0	1.6	3.6	3.7	0.95	1.19	0.06
Подвижные формы Mn, мг/кг	F1	0.5	0.24	4.53	8.9	17.1	11	77	41
	F2	0.21	0.14	1.2	1.9	0.9	18	255	263
	F3	0.25	<0.01	8.1	31.5	2.0	113	257	474
Валовое содержание Mn, мг/кг		35	43	70	147	85	414	682	740
Подвижность Mn, %		3.0	2.2	18	29	23	42	59	100
n		6	3–6	12–14	1	1–3	5–14	2–4	4–9

Примечание. I – токсилитострат (хемозем) незадернованный склонов террикона, II – токсистратозем незадернованный делювиальных шлейфов, III – токсистратозем задернованный делювиально-пролювиальных шлейфов, IV – чернозем токсистратифицированный, V – чернозем (фоновый) под лугом. PPP – потери при прокаливании.

тоземов ($p = 0.0002$). Горизонт AU погребенных черноземов испытывает мощное поступление водорастворимых соединений S. Ее содержание в 10–100 раз больше, чем в фоновых черноземах ($p < 0.011$). По мере удаления от террикона содержание этих соединений снижается.

Дифференциация соединений Mn. Относительно верхней части континентальной земной коры токсилитостраты изученного террикона содержат пониженное количество Mn. Материал вскрышных пород обеднен Mn относительно углесодержащих и вмещающих пород ПУБ. Вскрышные породы террикона содержат значительно меньше валового Mn и трех изученных подвижных форм, чем гор. AU фоновых черноземов, $p \leq 0.01$ (табл. 1).

Субстрат незадернованных токсистратоземов по содержанию обменных и комплексных соединений Mn значимо не отличается от материала с тела террикона. Лишь специфически сорбированного Mn меньше ($p = 0.024$). В наносном субстрате задернованных токсилитостратов повышено содержание трех изученных подвижных форм и подвижность Mn ($p < 0.02$).

В погребенном горизонте черноземов относительного фоновых почв за счет влияния сернокислых стоков понижено содержание всех трех подвижных форм, валового содержания и подвижности Mn (рис. 1). Однако значимые различия выявлены только в отношении F3 и валового содержания Mn в горизонте [AU]х задернованных токсистратоземов. При этом чем интенсивнее воздействие, тем сильнее отличаются медианные значения от фоновых показателей.

В ряду изученных почв: токсистратоземы незадернованные – токсистратоземы задернованные – черноземы токсистратифицированные – черноземы фоновые – разительно меняется соотношение соединений Mn в горизонте [AU]х/AU. В горизонте AU фоновых и слаботрансформированных черноземов близко содержание комплексных и специфически сорбированных соединений Mn, а подвижность превышает 80%. В материале тела террикона и токсичном субстрате незадернованных поверхностей делювиального шлейфа суммарная доля подвижных соединений Mn составляет всего 2–4%. В субстрате задернованной части шлейфа и горизонта [AU]х подвижность колеблет-

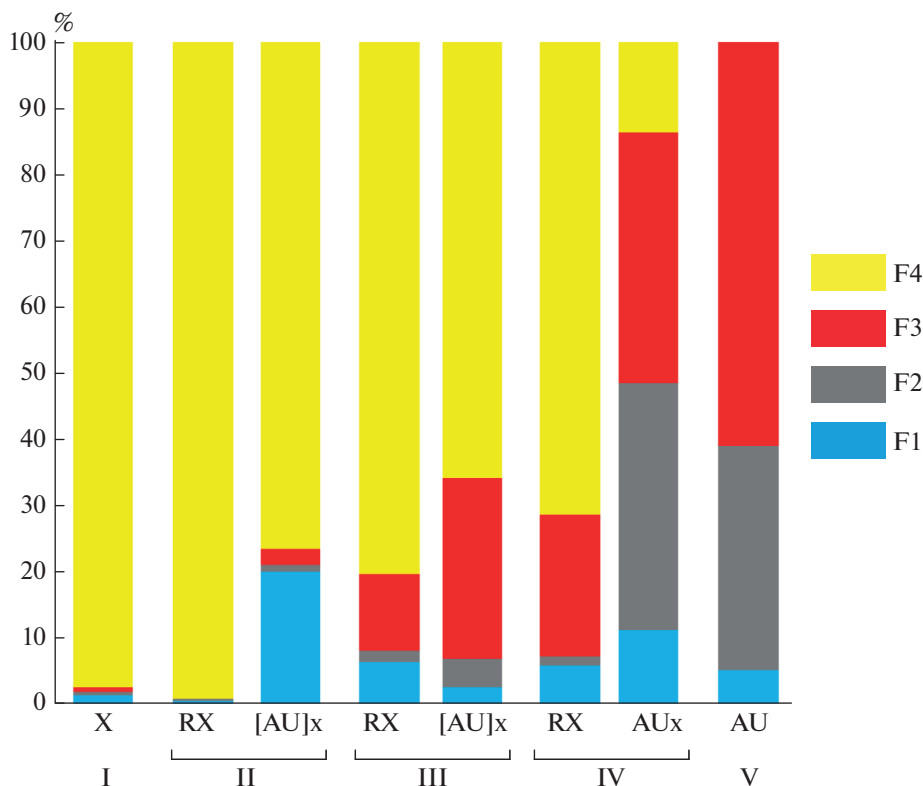


Рис. 1. Фракционный состав соединений Мп в горизонтах почв Среднерусской возвышенности: I — токсилитострат (хемозем) незадернованный склонов террикона, II — токсистратозем незадернованный делювиальных шлейфов, III — токсистратозем задернованный делювиально-пролювиальных шлейфов, IV — чернозем токсистратифицированный, V — чернозем (фон) под лугом.

ся в пределах 20–40%, увеличивается содержание специфически сорбированных соединений Мп при доле обменных соединений, близкой к фоновым черноземам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты по фракционному составу соединений Мп в фоновых черноземах хорошо совпадают с имеющимися в литературе данными. Для Мп получены сопоставимые результаты с данными по черноземам Плавского плато [15], Зауралья [32, 34], Каменной степи [15]. По данным [12] в черноземах Центрально-Черноземных областей доля фракции F3 Мп составляет лишь 10–20% от валового. Аналогичные низкие значения для подвижных форм Мп отмечены в фоновых черноземах Белгородской [7] и Ростовской областей [8].

В перемещенном с террикона субстрате за счет воздействия сернокислых стоков обменный Са вытесняется из почвенного поглощающего комплекса и поступает в раствор. Этот же процесс в нижележащем горизонте [AU]x черноземов шлейфа и просадки подтверждают повышение ЕС и содержания водорастворимых Ca^{2+} и SO_4^{2-} и подкис-

ление относительно фоновых почв. Результатом такого химического преобразования черноземов являются гипсовые новообразования, отмечавшиеся в почвах периферийной зоны воздействия терриконов угольных шахт ПУБ [14, 27], а также в испанской Андалусии [30] и на сульфидных месторождениях Польши [24, 37]. Повышенное содержание водорастворимых соединений в почвах, примыкающих к отвалам, типично для молодых природно-техногенных объектов [9, 17].

Более кислая среда, обогащение SO_4^{2-} и обеднение соединениями Мп почв незадернованных поверхностей может сдерживать заселение такого материала растениями [23, 26], так как Мп является для растений эссенциальным элементом [38, 40]. Повышенное содержание трех изученных подвижных форм Мп в субстрате задернованных токсилитостратов может быть результатом накопления этих соединений на биогеохимическом барьере. Наряду с нормализацией кислотности и вероятным снижением концентрации токсичных элементов это может указывать на достижение минимального уровня, необходимого для роста и развития растительности.

Высокая индикационную роль соотношения соединений Мп для оценки степени трансформа-

ции почв, подверженных воздействию сернокислых вод, обусловлена его контрастным изменением в гумусовом горизонте изученных сопряженных почв.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подвижные соединения Mn и его подвижность можно использовать для оценки степени трансформации черноземов в результате воздействия сернокислых вод. По фракционному составу подвижных соединений Mn изученные токсистратоземы делювиально-пролювиальных шлейфов образуют две группы: задернованные и незадернованные. Первые почвы близки к незадернованным токсистратоземам склонов террикона, а задернованные токсистратоземы по соотношению форм соединений металла приближаются к фоновым почвам.

Поступление сернокислых растворов в горизонте АU чернозема приводит к увеличению содержания водорастворимых SO_4^{2-} и Ca^{2+} . При этом уменьшается подвижность, содержание обменных, комплексных и специфически сорбированных соединений и валового Mn.

Относительно незадернованного материала в перемещенном с террикона техногенном субстрате, на котором произрастает растительность, выше содержание подвижных (обменных, комплексных и специфически сорбированных) соединений Mn.

Для интенсификации зарастания терриконов и делювиально-пролювиальных шлейфов вблизи шахт ПУБ необходимы мелиоративные мероприятия, снижающие кислотность материала, предотвращающие переход Ca из почвенного поглощающего комплекса в раствор и одновременно повышающие содержание биодоступного Mn.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарны за обсуждение промежуточных результатов исследования П.П. Кречетову, за помощь в выполнении количественного химического анализа Б.А. Ибрагимовой, Н.А. Юдиной и Е.С. Старчиковой (пробоподготовка и приготовление водной вытяжки), Л.В. Добрыдневой (хроматографический анализ водной вытяжки, МГУ), В.К. Карандашеву (состав почвенных вытяжек; ИПТМ РАН, Черноголовка), А.И. Якушеву (валовой анализ почв, ИГЕМ РАН, Москва) и за обеспечение логистики В.В. Шарапову и А.С. Сайфутдинову. При подборе объектов исследования использованы материалы, предоставленные Центром коллективного пользования “Геопортал” (МГУ им. М.В. Ломоносова).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках проекта РФФИ № 20-35-70066 (полевые и химико-аналитические ра-

боты) и поддержано Междисциплинарной научно-образовательной школой МГУ им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды” (интерпретация результатов).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Эталоны сравнения, используемые для характеристики региональных геохимических особенностей изученных почв по содержанию Mn, мг/кг.

Таблица S2. Характеристика техногенного наноса вскрышных пород техногенных поверхностных образований и гумусового горизонта черноземов изученного ключевого участка.

Рис. S1. Вид на обследованный террикон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбунова Н.С., Протасова Н.А. Формы соединений марганца, меди и цинка в черноземах Центрально-Черноземного региона // Вестник Воронежского гос. ун-та. Сер. Химия. Биология. Фармация. 2008. № 2. С. 77–85.
2. Зиновьева О.М., Колесникова Л.А., Меркулова А.М., Смирнова Н.А. Анализ экологических проблем в угледобывающих регионах // Уголь. 2020. № 10. С. 62–67.
<https://doi.org/10.18796/0041-5790-2020-10-62-67>
3. Кислицына В.В., Суржиков Д.В., Ликонцева Ю.С., Голиков Р.А., Штайгер В.А. Влияние загрязнения воздуха в процессе проведения ликвидации и рекультивации горных выработок на риск нарушения состояния здоровья населения промышленного города // Медицина труда и промышленная экология. 2021. Т. 61. № 3. С. 197–201.
<https://doi.org/10.31089/1026-9428-2021-61-3-197-201>
4. Леднев С.А., Шарапова А.В., Семенов И.Н., Королева Т.В. Растительные сукцессии на отвалах угольных шахт в лесостепи Тульской области // Известия РАН. Сер. географическая. 2020. Т. 84. № 2. С. 239–245.
<https://doi.org/10.31857/S2587556620020089>
5. Лиханова И.А., Кузнецова Е.Г., Лаптева Е.М., Денева С.В., Макеев Б.А. Почвообразование на карьерах после проведения лесной рекультивации в средне-таежной подзоне на Европейском Северо-Востоке России // Почвоведение. 2021. № 4. С. 502–520.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21040109>
6. Лубенская Н.А. Пересмотр подходов к закрытию угольных шахт как экологический императив // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журн.). 2021. № S1-1. С. 93–99.
7. Лукин С.В., Жуйков Д.В. Мониторинг содержания марганца, цинка и меди в почвах и растениях Центрально-Черноземного района России // Почвоведение.

- дение. 2021. № 1. С. 60–69.
<https://doi.org/0.31857/S0032180X21010093>
8. Минкина Т.М., Мотузова Г.В., Манджиева С.С., Назаренко О.Г., Бурачевская М.В., Антоненко Е.М. Фракционно-групповой состав соединений Mn, Cr, Ni и Cd в почвах техногенных ландшафтов (район Новочеркасской ГРЭС) // Почвоведение. 2013. № 4. С. 414–425.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13040102>
 9. Никифорова Е.М., Солнцева Н.П. Техногенные потоки серы в гумидных ландшафтах районов угледобычи // Вестник Моск.-ун-та. Сер. 5, география. 1986. № 3. С. 52–59.
 10. Панков В.Я., Афанасьев О.В., Байкова Д.А., Трегубова Е.А. Анализ тенденций мирового рынка угля и направлений российского экспорта // Уголь. 2021. № 3. С. 23–26.
<https://doi.org/10.18796/0041-5790-2021-3-23-26>
 11. Разовский Ю.В., Киселева С.П., Артемьев Н.В., Вишняков Я.Д., Сухина Е.Н. Типизация источников воздействия добычи угля на экосистемы // Уголь. 2019. № 6(1119). С. 64–66.
<https://doi.org/10.18796/0041-5790-2019-6-64-66>
 12. Семенов И.Н., Касимов Н.С., Терская Е.В. Радиальная геохимическая структура почв лесостепных суглинистых катен балочного водосбора в центре Среднерусской возвышенности // Вестник Моск.-ун-та. Сер. 5, география. 2015. № 5. С. 42–53.
 13. Семин И.С., Андроханов В.А. Почвенно-экологическое обследование участков, рекультивированных отходами углеобогащения, на примере Кемеровской области Кузбасса // Уголь. 2021. № 7. С. 57–62.
<https://doi.org/10.18796/0041-5790-2021-7-57-62>
 14. Солнцева Н.П., Рубилина Н.Е., Герасимова М.И., Алистратов С.В. Изменение морфологии выщелоченных черноземов в районах добычи угля // Почвоведение. 1992. № 1. С. 17–29.
 15. Трефилова О.В., Гродницкая И.Д., Ефимов Д.Ю. Динамика эколого-функциональных параметров реплантоземов на отвалах угольных разрезов Центральной Сибири // Почвоведение. 2014. № 1. С. 109–119.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14010134>
 16. Трипати Д.П., Даш Т.Р. Оценка загрязнения воздуха микроэлементами и частицами взвешенной пыли на высокомеханизированном угольном карьере // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2018. № 4. С. 188–200.
<https://doi.org/10.15372/FTPRI20180421>
 17. Червань А.Н., Устинова А.М., Цырибко В.Б. Пространственно-временные изменения показателей засоления почв Солигорского горнопромышленного района // Почвоведение. 2019. № 8. С. 1004–1014.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19080069>
 18. Шарапова А.В., Семенов И.Н., Леднев С.А., Карначевский А.М., Королева Т.В. Биохимический потенциал саморазвития посттехногенных горнопромышленных геокомплексов Подмосковского бурого угольного бассейна // Уголь. 2020. № 10. С. 56–61.
<https://doi.org/10.18796/0041-5790-2020-10-56-61>
 19. Шаршенева Д.С. Вопросы рекультивации нарушенных земель в процессе добычи Кара-Кечинского бурого угольного разреза // Экологическая химия. 2020. Т. 29. № 2. С. 113–116.
 20. Шопина О.В., Семенов И.Н., Парамонова Т.А. Накопление тяжелых металлов и ^{137}Cs в растительной продукции, выращиваемой на радиоактивно загрязненных черноземах Тульской области // Экология и промышленность России. 2020. Т. 24. № 6. С. 48–53.
<https://doi.org/10.18412/1816-0395-2020-6-48-53>
 21. Щеглов Д.И., Горбунова Н.С., Семенова Л.А., Хатунцева О.А. Микроэлементы в почвах сопряженных ландшафтов Каменной степи различной степени гидроморфизма // Почвоведение. 2013. № 3. С. 282–290.
<https://doi.org/10.1134/S1064229313030095>
 22. Юдина Н.А., Семенов И.Н., Шарапова А.В., Леднев С.А., Королева Т.В. Пространственная дифференциация свойств поверхностного слоя почв, формирующихся на шахтных отвалах в Подмосковном угольном бассейне (Среднерусская лесостепь) // Почвоведение. 2022. № 10. С. 1310–1320.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22100161>
 23. Bauerek A., Diatta J., Pierzchała Ł., Więckol-Ryk A., Krzemień A. Development of soil substitutes for the sustainable land reclamation of coal mine-affected areas // Sustainability. 2022. V. 14. № 8. P. 4604.
<https://doi.org/10.3390/su14084604>
 24. Gałuszka A., Migaszwski Z., Duczmal–Czernikiewicz, A., Dołęgowska S. Geochemical background of potentially toxic trace elements in reclaimed soils of the abandoned pyrite–uranium mine (south-central Poland) // Int. J. Environ. Sci. Technol. 2016. V. 13. P. 2649–2662.
<https://doi.org/10.1007/s13762-016-1095-z>
 25. Götz C., Beyer F., Gläßer C. Pioneer vegetation as an indicator of the geochemical parameters in abandoned mine sites using hyperspectral airborne data // Environ. Earth Sci. 2016. V. 75. P. 613.
<https://doi.org/10.1007/s12665-016-5367-1>
 26. Kompała-Bąba A., Sierka E., Bierz A., Bąba W., Błońska A., Woźniak G. Eco-physiological responses of *Calamagrostis epigejos* L. (Roth) and *Solidago gigantea* Aiton to complex environmental stresses in coal-mine spoil heaps // Land Degradation and Development. 2021. V. 32. № 18. P. 5427–5442.
<https://doi.org/10.1002/ldr.4119>
 27. Krechetov P., Chernitsova O., Sharapova A., Terskaya E. Technogenic geochemical evolution of chernozems in the sulfur coal mining areas // J. Soils Sediments. 2019. V. 19. № 8. P. 3139–3154.
<https://doi.org/10.1007/s11368-018-2010-7>
 28. Krupnova T.G., Rakova O.V., Struchkova G.P., Tikhonova S.A., Kapitonova T.A., Gavrilkina S.V., Bulanova A.V., Yakimova O.N. Insights into particle-bound metal(loid)s in winter snow cover: Geochemical monitoring of the korkinsky coal mine area, south ural region, Russia // Sustainability. 2021. V. 13. № 9. P. 4596.
<https://doi.org/10.3390/su13094596>
 29. Krupskaya L.T., Androkhonov V.A., Belanov I.P. Technogenic surface formations within the limits of mining-industrial system of the Dalnegorsky district of the Primorsky krai as the reclamation site // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. International Science and Technology Conference “Earth Science”. 2020. P. 032046.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/459/3/032046>
 30. Martín F., García I., Díe M., Sierr M., Simon M., Dorronsoro C. Soil alteration by continued oxidation of py-

- rite tailings // *Appl. Geochem.* 2008. V. 23. № 5. P. 1152.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2007.11.012>
31. Minkina T.M., Mandzhieva S.S., Burachevskaya M.V., Bauer T.V., Sushkova S.N. Method of determining loosely bound compounds of heavy metals in the soil // *MethodsX*. 2018. V. 5. P. 217–226.
<https://doi.org/10.1016/j.mex.2018.02.007>
 32. Opekunova M., Opekunov A., Somov V., Kukushkin S., Papyan E. Transformation of metals migration and biogeochemical cycling under the influence of copper mining production (the Southern Urals) // *Catena*. 2020. V. 189. P. 104512.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104512>
 33. Semenov I.N., Klink G.V., Lebedeva M.P., Krupskaya V.V., Chernov M.S. et al. The variability of soils and vegetation of hydrothermal fields in the Valley of Geysers at Kamchatka Peninsula // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. P. 11077.
<https://doi.org/10.1038/s41598-021-90712-7>
 34. Semenov I.N., Koroleva T.V. The spatial distribution of fractions and the total content of 24 chemical elements in soil catenas within a small gully's catchment area in the Trans Urals, Russia // *Appl. Geochem.* 2019. V. 106. P. 1–6.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.04.010>
 35. Semenov I., Sharapova A., Lednev S., Yudina N., Karpachevskiy A., Klink G., Koroleva T. Geochemical partitioning of heavy metals and metalloids in the ecosystems of abandoned mine sites: a case study within the Moscow Brown Coal Basin // *Water*. 2022. V. 14. № 1. P. 113.
<https://doi.org/10.3390/w14010113>
 36. Trifi M., Dermech M., Abdelkrim C., Azouzi R., Hjiri B. Extraction procedures of toxic and mobile heavy metal fraction from complex mineralogical tailings affected by acid mine drainage // *Arabian J. Geosciences*. 2018. V. 11. № 12.
<https://doi.org/10.1007/s12517-018-3612-5>
 37. Uzarowicz L., Skiba S. Technogenic soils developed on mine spoils containing iron sulphides: Mineral transformations as an indicator of pedogenesis // *Geoderma*. 2011. V. 163. № 1–2. P. 95–108.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.04.008>
 38. Wheeler B.E., Peet R.K. A multi-scale analysis of plant diversity along soil nutrient gradients // *Vegetation Structure and Function at Multiple Spatial, Temporal and Conceptual Scales*. Geobotany Studies. Heidelberg: Springer. 2016. P. 425–444.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-21452-8_19
 39. Woźniak G., Chmura D., Dyderski M.K., Błońska A., Jagodziński A.M. How different is the forest on post-coal mine heap regarded as novel ecosystem? // *Forest Ecology and Management*. 2022. V. 515. P. 120205.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2022.120205>
 40. Yang Y.-R., Hou S.-L., Zhang Z.-W., Hu Y.Y., Ding C., Yang G.-J., Xiao-Tao L. Effects of nitrogen addition on plant manganese nutrition in a temperate steppe // *J. Plant Nutrition Soil Sci.* 2021. V. 184. № 6. P. 688–695.
<https://doi.org/10.1002/jpln.202100144>
 41. Zevgolis I.E., Theocharis A.I., Deliveris A.V., Koukoulas N.C., Roumpos C., Marshall A.M. Geotechnical Characterization of Fine-Grained Spoil Material from Surface Coal Mines // *J. Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. 2021. V. 147. № 7. P. 04021050.

Fractionation of Manganese Compounds in the Topsoil Layer Effected by a Coal Waste Heap (Central Russian Forest-Steppe)

I. N. Semenov^{1, *}, A. V. Sharapova¹, S. A. Lednev¹, and T. V. Koroleva¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: semenkov@geogr.msu.ru

In the Tula region, to analyze the fractionation of Mn in the soils effected by acid sulfate water, at 11 points (a total of 57 samples), we studied electrical conductivity of the water extract, the granulometric composition, pH, the concentration of total organic carbon and the three mobile fractions (exchangeable, complexed, and specifically sorbed) the metal. Technosols of a waste heap with a predominantly very acidic medium often have sulfate salinity. Acid sulfate water and solid-phase matter from the waste heap form talus, which bury highly productive Chernozems and Phaeozems. In terms of the fractionation of Mn, bared Regosols (Phytotoxic) at the talus are close to the toxic substrates of the waste heap, and plant-covered Regosols are close to the background Chernozems. In the transported material of manganese-covered Regosols, the content of Mn mobile compounds increases. The input of acid sulfate water into the A-horizon of Chernozems increases the content of water-soluble SO_4^{2-} and Ca^{2+} and decreases the content of mobile compounds and the total content of Mn.

Keywords: potentially toxic elements, black soils, Chernozems, Technosols, partition, fractionation, acid mine drainage

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ
И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.2910.22

**ЭКСПРЕСС-АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ^{137}Cs
В ПОЧВЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕМПОВ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ
ПРОЦЕССОВ В ЗОНЕ ИНТЕНСИВНОГО
РАДИОАКТИВНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ**

© 2023 г. М. М. Иванов^{a, b, *}, Н. Н. Иванова^b

^aИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, стр. 4, Москва, 119017 Россия

^bМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: ivanovm@bk.ru

Поступила в редакцию 10.09.2022 г.

После доработки 08.12.2022 г.

Принята к публикации 08.12.2022 г.

Полевая гамма-спектрометрия в условиях интенсивного радиоактивного загрязнения показала высокую эффективность при изучении проявлений эрозионно-аккумулятивных процессов и вызванной ими трансформации поля загрязнения. Целью представленной работы является оценка применимости компактных и широкодоступных гамма-детекторов для экспресс-анализа вертикального распределения ^{137}Cs чернобыльского происхождения в почве и толщах наносов для определения мощности слоя аккумуляции за постчернобыльский период. В качестве объекта исследования были выбраны почвы и аккумулятивные толщи разного происхождения, сформированные в пределах «Плавского радиоактивного пятна» в южной части Тульской области. Можно заключить, что сравнительной экономичности и скорости проведения измерения в заданных условиях возникают существенные искажения. Путем сопоставления получаемого вертикального распределения скорости счета гамма-квантов и реального распределения запасов ^{137}Cs установлены систематические искажения, ограничивающие применимость предлагаемой схемы измерений. Рассмотрены основные перспективы дальнейшего применения методики экспресс-анализа вертикального распределения ^{137}Cs в почве при сравнительно высоких концентрациях радионуклидов.

Ключевые слова: радиоцезиевый метод, Плавское радиоактивное пятно, Тульская область, Luvic Chernozems

DOI: 10.31857/S0032180X22601104, **EDN:** HNXFYF

ВВЕДЕНИЕ

Анализ вертикального распределения ^{137}Cs в зонах аккумуляции представляет собой удобный инструмент для определения темпов аккумуляции почвенно-грунтового материала, который активно используется при изучении эрозии почв [2, 5]. При наличии локального источника выбросов радионуклидов в атмосферу, каким явилась Чернобыльская авария, слой грунта с максимальными запасами ^{137}Cs может быть выделен в качестве дневной поверхности, на которую происходило выпадение радионуклидов из атмосферы в 1986 г. В условиях дальнейшего последовательного и непрерывного накопления материала он может быть использован в качестве надежного хронологического маркера. Определение вертикального распределения содержания ^{137}Cs в грунте может осуществляться двумя путями: послойным отбором проб с последующим лабораторным исследо-

ванием или измерениями гамма-активности непосредственно в полевых условиях.

Первый способ предполагает наличие оборудованной лаборатории для проведения спектрометрического анализа. Контроль над условиями измерений гарантирует получение количественно надежных данных. Однако трудовые и временные затраты на отбор, упаковку, транспортировку, подготовку и исследование образцов существенно отдалают момент получения конечного результата от момента прямых наблюдений. Таким образом, этот способ не предполагает оперативного получения данных о характере профильного распределения радиоцезия в почвенном покрове непосредственно в поле, а корректировка схемы точек отбора проб становится возможной только постфактум на последующих этапах полевых исследований.

Альтернативным методом является проведение измерений непосредственно в полевых усло-

виях. Возможность определения содержания ^{137}Cs в почве ускоряет процесс исследования площадных объектов, подвергшихся интенсивному радиоактивному загрязнению [10, 12, 15, 18, 20–22, 27–29], а в случае невозможности проведения отбора образцов делает измерения *in situ* незаменимыми [24, 25].

Определение распределения ^{137}Cs по глубине при измерениях *in situ* может быть осуществлено двумя путями. Можно проводить измерения с поверхности с последующей оценкой соотношения интенсивности регистрации гамма-квантов в пике заданного диапазона энергии с интенсивностью комптоновского рассеяния, происходящего в подстилающей толще грунта [11, 13, 19, 29–31, 33]. Второй подход заключается в проведении детектирования гамма-излучения внутри почвы на заданной глубине [15, 23, 24] – процедуре по принципу действия схожей с гамма-каротажем [8, 9, 26].

В идеальном случае точность измерения в каждой пробе должна быть максимальной, но технические, экономические и временные возможности сильно ограничивают количество проводимых измерений. Невозможность полностью контролировать внешние условия, безусловно, снижает качество и точность измерений, проводимых в поле, по сравнению с лабораторными исследованиями. Однако полевая гамма-съемка обладает существенным преимуществом, связанным с возможностью получать предварительные выводы уже в процессе полевых работ.

Ситуации, когда целесообразно пожертвовать точностью измерений для получения большего объема пространственных данных, возможны в случае, когда уровень радиоактивного загрязнения достаточно высок для использования детекторов со сравнительно низкой эффективностью регистрации, а само вертикальное распределение радионуклидов имеет ожидаемый паттерн с четко выраженным максимумом. Интенсивное гамма-излучение дает возможность использовать более компактные и мобильные детекторы с относительно низкой чувствительностью и тратить меньше времени для регистрации статистически надежного количества импульсов, производимых гамма-квантами.

Чернобыльская авария привела к тому, что почвенный покров значительной части Европы подвергся радиоактивному загрязнению разной степени интенсивности. Наиболее пострадавшими оказались территории, где в силу синоптических условий периода выбросов после аварии происходило выпадение атмосферных осадков, а загрязнение представлено в виде серии пятен выпадения, сформировавших несколько так называемых “радиоактивных следов”. “Плавское цезиевое пятно” является одним из таких ареалов

интенсивного загрязнения. В силу высокой плотности выпадений в пределах таких пятен надежно может быть выделен и достоверно датирован только “чернобыльский пик” содержания ^{137}Cs , поскольку пик глобальных выпадений оказывается затушеван радионуклидами, мигрирующим вниз по почвенному профилю. Таким образом, оценка темпов осадконакопления возможна только для периода, начиная с 1986 г. [14]. Если происходит аккумуляция материала, сформированного процессами поверхностного смыва почв, то концентрация ^{137}Cs со временем имеет устойчивую тенденцию к снижению [3, 4, 16, 17, 32]. В результате погребенный слой с “чернобыльским пиком” оказывается четко виден при анализе вертикального распределения радионуклидов.

Цель работы – оценка использования портативного гамма-детектора без коллиматора для экспресс-анализа вертикального распределения ^{137}Cs в почвенной толще в качестве вспомогательного метода при комплексном исследовании эрозивно-аккумулятивных процессов. Представлены результаты полевых измерений внутри почвенной толщи, проведено сопоставление полученных результатов с реальным распределением ^{137}Cs в почве, установленным путем послойного отбора проб и лабораторных исследований, проанализированы характер и причины получаемых искажений. Отбор материала и измерения производили в 2019–2022 гг. в аккумулятивных толщах различного происхождения в осевой части Плавского радиоактивного пятна в Плавском районе Тульской области.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Полевые исследования проводили в бассейне р. Плавы (Тульская область) (рис. 1а). До Чернобыльской аварии средний уровень загрязнения ^{137}Cs Восточно-Европейской равнины в среднем составлял 2–4 кБк/м². Согласно имеющимся картографическим данным, плотность загрязнения бассейна р. Плавы не превышала 7.4 кБк/м² [1]. В результате инцидента здесь сформировалась зона интенсивного радиоактивного загрязнения – Плавское радиоактивное пятно. Выпадения затронули верховья бассейна р. Упы и большей части ее левых притоков. Это один из самых крупных ареалов дальней зоны чернобыльского загрязнения, протягивающийся субширотно согласно общему направлению западного переноса воздушных масс. Осевая часть пятна с наибольшей плотностью загрязнения 185–555 кБк/м² [1] проходит через бассейн р. Плавы и г. Плавск (рис. 1б). Центральная часть бассейна р. Плавы входит в район выщелоченных и типичных черноземов (Luvic Chernozems, по WRB-2022).

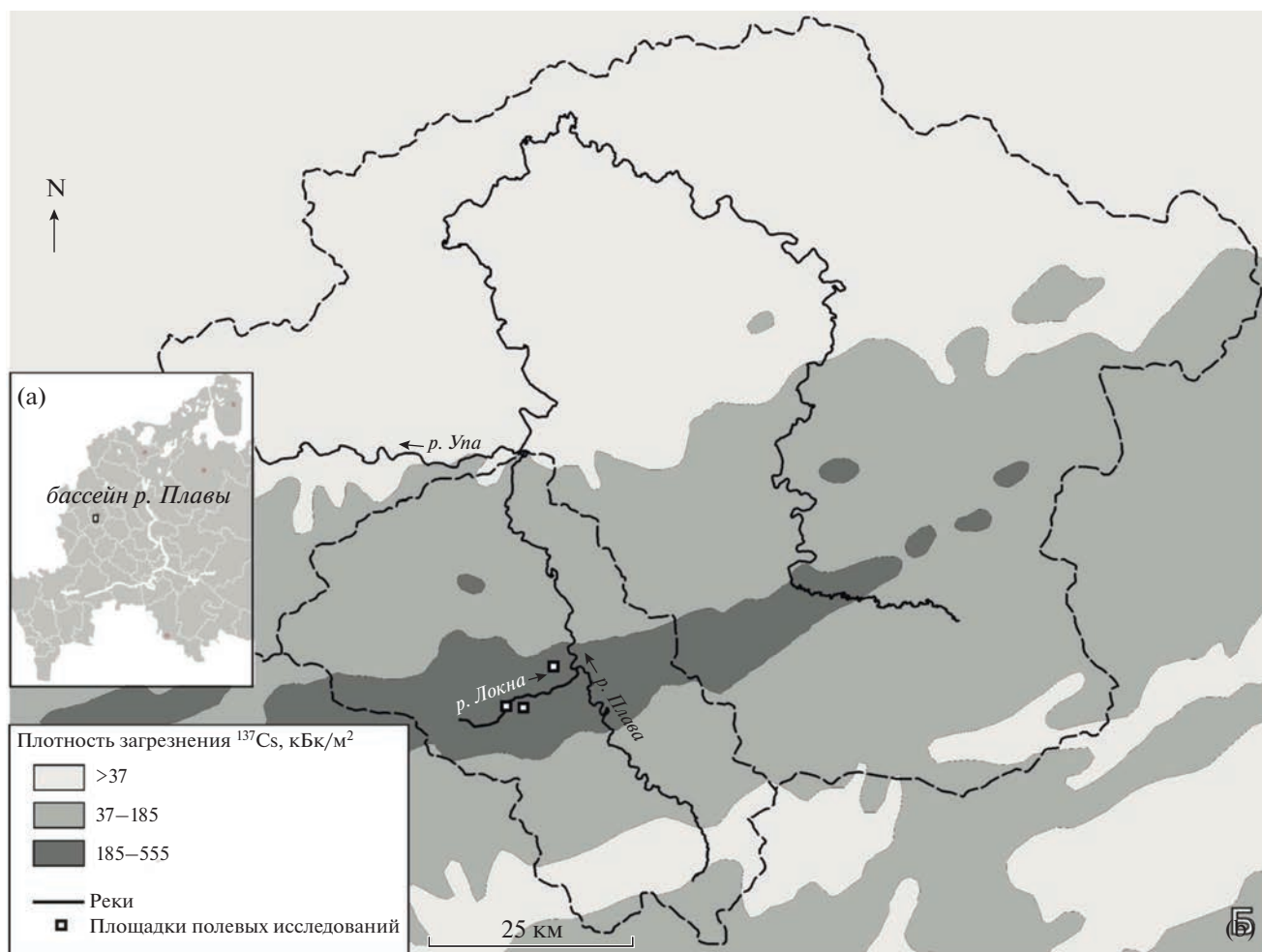


Рис. 1. Расположение бассейна р. Плавы (А) и площадок проведения полевых исследований (Б).

Для бассейна Плавы характерна высокая степень сельскохозяйственной нагрузки. Большая часть водораздельных пространств и склонов междуречий интенсивно распаивалась на протяжении трех с половиной столетий. В условиях повсеместной распашки и контрастного рельефа Среднерусской возвышенности основным источником формирования стока наносов рек стала эрозия почв на обрабатываемых склонах. Процессы смыва, транспорта и переотложения почвенного материала являются основным механизмом латеральной миграции ^{137}Cs , фиксированного почвенными частицами. Таким образом, вертикальное распределение ^{137}Cs в отложениях в конкретной точке определяется не только процессом миграции радионуклидов по почвенному профилю, но и положением в рельефе и, соответственно, в общей схеме перераспределения материала в пределах водосборного бассейна. Исследования проводили на различных геоморфологических позициях в бассейне р. Плавы в зонах аккумуляции с различными механизмами и разными ожи-

даемыми темпами осадконакопления за постчернобыльский период. Точки измерений закладывали на распаиваемом склоне междуречья (1 точка) (рис. 2а), на границе перехода между распаиваемым склоном и задернованным бортом балки (3 точки) (рис. 2б), в днище балки с очевидными признаками современной аккумуляции (1 точка) и на пойме малой реки (5 точек) (рис. 2б). Информация по разрезам дана в дополнительных материалах (табл. S1, рис. S1).

В процессе работы в первую очередь производили выбор места проведения измерений и отбора образцов. Обоснованием выбора было геоморфологическое строение конкретного участка, которое либо устанавливали во время проводимых ранее работ, либо определяли непосредственно на месте в рамках полевых наблюдений и крупномасштабной аэрофотосъемки с использованием беспилотных летательных аппаратов. Особое внимание уделяли характерным признакам интенсивной аккумуляции материала в каждой точке. Например, наличие аккумулярованного ма-

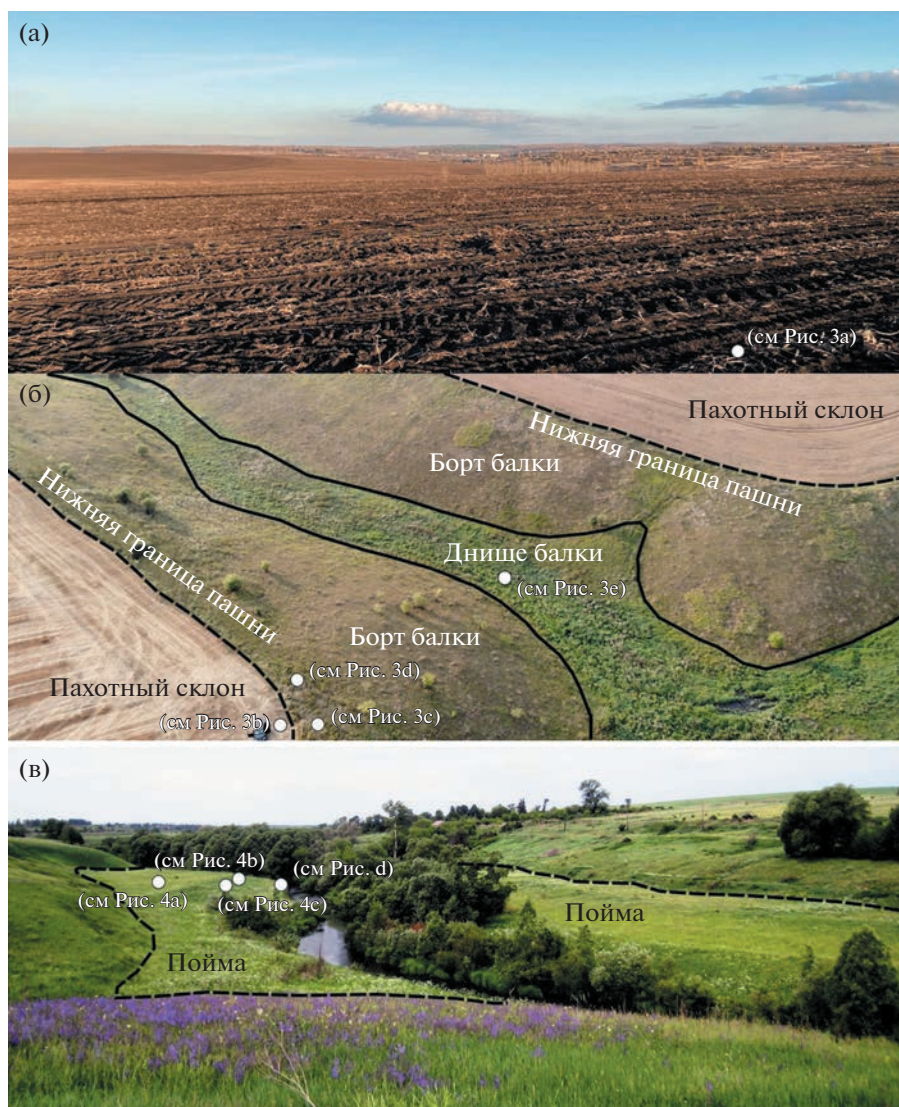


Рис. 2. Основные локации отбора образцов и проведения измерений *in situ*: а — распахиваемый склон междуречья; б — балки и их сочленение с распахируемыми склонами; в — пойма р. Локны.

териала с незадернованной поверхностью или микрорельефу поверхности и неоднородности в строении растительного покрова. В выбранных точках проводили замер активности ^{137}Cs в разрезе или скважине в заданных глубинных интервалах и послойный отбор проб почвы в другом разрезе, заложенном на расстоянии менее 1 м.

Активность ^{137}Cs измеряли с помощью портативных спектрометров производства КБ “Радар” (<https://kbradar.org/atom-spectra-nano3/>) с детектором CsI(Tl) размером $10 \times 10 \times 30$ мм с кремниевым фотоумножителем. Технические характеристики используемого прибора даны в табл. 1. Опробовали две разные схемы измерения гамма-активности ^{137}Cs в почве. В основе обеих лежит принцип установки детектора вглубь почвы без коллиматора, а различия определяются способом

размещения оборудования в почве. Полученные таким образом результаты измерений можно считать релевантными для некоторой области вокруг детектора, поскольку, помимо излучения из слоя, на котором расположен детектор, учитываются гамма-кванты, приходящие из выше- и нижележащих слоев. Такое упрощение конструкции по сравнению с проводимыми ранее разработками [23] имеет свои положительные и отрицательные стороны. Главным недостатком является невозможность отделить регистрируемую активность в исследуемом слое от внешнего излучения, что предполагает сглаживание получаемого вертикального распределения. При подобного рода измерениях невозможно произвести калибровку для определения точных показателей активности, и интерпретации подлежат только показатели ин-

Таблица 1. Технические характеристики Atom Nano 3

Параметр	Значение
Детектор	Сцинтилляционный CsI(Tl) 10 × 10 × 30 мм
Диапазон энергий	20 кэВ–5 МэВ
Обнаруживаемая активность источника ^{137}Cs , находящегося на расстоянии 15 см, за время не более 2 с	50 ± 10 кБк
Типовое энергетическое разрешение для энергии 662 кэВ (^{137}Cs)	7%
Диапазон измерения мощности амбиентного эквивалента дозы	30 нЗв/ч–10 мкЗв/ч
Типовая чувствительность к гамма-излучению ^{137}Cs	100 (имп с ⁻¹)/(мкЗв ч ⁻¹)
Габаритные размеры, масса	60 × 35 × 20 мм, 40 г

тенсивности регистрации гамма-квантов. Вместе с этим регистрация излучения по всему телесному углу предполагает более быстрый набор статистически надежного количества сигналов в заданном диапазоне энергии, что дает возможность уменьшить время измерений на каждой точке. Отсутствие коллиматора снижает сложность и стоимость конструкции, а также позволяет использовать серию из компактных детекторов, производящих измерение в соседних интервалах глубины.

Первая из предложенных схем измерения гамма-активности ^{137}Cs в почве предполагала наличие вертикальной стенки разреза, в которую помещали прибор. Использовали два варианта фиксации прибора на заданной глубине. В одном из них для фиксации формировалась ниша, сопоставимая с размером прибора. Но такой вариант связан с риском обрушения стенки почвенного разреза, что могло увеличить трудозатраты и время проведения измерений. Вторым вариантом было использование специально разработанного устанавливаемого в стенку разреза штатива из полиацетала со слотами для детектора на заданной глубине. Основными недостатками такого способа являются сложность установки штатива в почву и фиксированные интервалы глубины измерения. Важно отметить, что оба описанных способа установки детектора являются весьма трудоемкими, поскольку требуют заложения почвенного разреза. Однако исследователь имеет возможность наблюдать структуру почвы и обнаруживать нарушения, связанные с биотурбациями или антропогенным вмешательством.

Для экономии времени, необходимого для помещения детектора в почву, опробовали другую схему. С помощью стального цилиндрического пробоотборника вынимали грунт для создания скважины заданного диаметра и глубины. Внутри помещали пластиковую трубку ($d = 50$ мм), внутри которой располагали детектор на металлическом основании с отметками глубины. Трубка защищает детектор от внешнего загрязнения почвенным ма-

териалом и механического воздействия и дает возможность контролировать глубину погружения прибора за счет крепления ограничителя на верхнем входном отверстии. Процесс измерения гамма-активности в скважине является удобным по двум причинам. Во-первых, выемка грунта пробоотборником и помещение в скважину оборудования занимает значительно меньше времени, чем заложение разреза. Вторым важным достоинством является возможность произвольно задавать глубину погружения прибора без риска нарушить строение почвы. Однако при измерениях в скважине исследователь лишен возможности контролировать влияние нарушений в почвенной структуре на процесс измерений. Например, высокая вероятность попадания скважины в ход животного-землероя или корня растения. Можно закладывать скважину в стенке почвенного разреза, но тогда теряется одно из основных преимуществ измерений в скважине – сокращение затрат времени на подготовительные работы. Поэтому было решено делать в каждой точке две дублирующие скважины на расстоянии менее 1 м с отдельными сериями измерений в каждой. Вероятность того, что обе скважины попадут в зону нарушений, признавалась пренебрежимо малой. Совпадение формы графиков вертикального распределения запасов и скорости счета гамма-квантов должно подтвердить корректность выбора места для измерений. В рамках полевых исследований использовали обе схемы измерения гамма-активности ^{137}Cs в почве (рис. S2–S5). Шаг измерений по глубине составил 5 см. Данные величины задали, исходя из параметров штатива, в котором предполагалась единовременная установка нескольких детекторов. В дальнейшем при измерениях в скважинах было решено сохранить такой же шаг для единообразия получаемых результатов. Максимальную глубину измерений устанавливали для каждой из точек индивидуально, она должна была быть достаточной для достоверного определения наиболее загрязненного слоя по наблюдаемой скорости счета гамма-квантов.

Послойный отбор проб почвы проводили из стенки почвенного разреза с шагом 5 см с площадью 10×10 см. Все образцы высушивали при температуре 105°C , взвешивали и гомогенизировали (растирали до размера <2 мм) в лаборатории. Часть каждого подготовленного образца (около 90 г) помещали в контейнер цилиндрической формы. Измерения концентраций ^{137}Cs в подготовленных пробах почв, наносов и пойменных отложений проводили на коаксиальном германиевом гамма-спектрометре фирмы ООО НИИП “Грин стар инструментс” (СКС-07(09) П-Г-Р, Россия) с относительной погрешностью определения удельной активности 5–10%. Исходя из сухой массы образца и ее фиксированных геометрических параметров, рассчитывали запасы ^{137}Cs (кБк/м^2) для каждого интервала глубин, где производили измерения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Эрозионные исследования с применением ^{137}Cs в качестве хрономаркера нуждаются в выявлении его вертикального распределения на опорных площадках, т.е. участках, где достоверно отсутствовало поступление или вынос материала в течение всего исследуемого периода. Оптимальным вариантом опорной площадки является водораздельная поверхность с целинной травянистой растительностью, где поступивший из атмосферы черномыльский радиоцезий зафиксирован в верхнем слое почвы. В бассейне р. Плавы целинные водораздельные участки практически отсутствуют, поэтому референсный разрез был заложен на распаханной поверхности местного водораздела. Выпавший в первые месяцы после Чернобыльской аварии на поверхность сельскохозяйственных полей черномыльский радиоцезий той же весной был относительно равномерно распределен в пределах пахотного горизонта. Глубина вспашки в эти годы составляла в среднем 25–27 см, раз в 5 лет проводилась глубокая вспашка до глубины около 30 см. В дальнейшем глубина вспашки сократилась до 14–16 см. При достаточно длительном периоде обработки почвы на определенную глубину на нижней границе пахотного горизонта формируется плужная подошва — уплотненный горизонт мощностью первые сантиметры. Плужная подошва служит механическим барьером на пути вертикальной миграции радионуклидов. Увеличение запасов радиоцезия в слое 15–20 см на эпюре его вертикального распределения, полученной в результате лабораторного анализа послойно отобранных образцов (рис. 3а), может являться следствием аккумуляции радионуклидов на нижней границе современного пахотного горизонта над плужной подошвой. Полевые измерения в целом дублируют вертикальное распределение запасов, определен-

ных лабораторно. На графике четко выделяется наиболее загрязненная часть почвенной толщи, но контрастность распределения оказывается существенно ниже.

Со времени чернобыльской катастрофы расположение нижней границы распахаемых полей в бассейне р. Плавы практически не изменилась, пахотные угодья занимают все пространство междуречных склонов вплоть до бровок эрозионной сети. В этих условиях на нижней границе пашни формируется напашь — выраженный в рельефе вал, задерживающий часть поступающих с вышележащего склона продуктов смыва. Темпы и характер аккумуляции твердофазного вещества почвы на границе пашни и задернованного борта эрозионной формы во многом определяются тем, каким образом происходит транспорт мобилизованного эрозией материала (плоскостной смыв или концентрированный сток наносов по ложбинам). Разрез и скважины закладывали на пашне на поверхности конуса выноса склоновой ложбины в 2 м от нижней границы поля. В течение всего постчернобыльского периода здесь происходило накопление почвенно-грунтового материала. В результате интенсивной аккумуляции напашь практически нивелирована, и часть наносов поступает на задернованный борт балки. Послойный пробоотбор проводили в 2019–2021 гг. до глубины 50 см. Полученное в результате лабораторного анализа образцов вертикальное распределение ^{137}Cs показало, что черномыльский пик залегает ниже этой отметки. В сезон 2022 г. в этой же точке проводили измерения в скважине, которые достоверно показали, что накопившаяся после 1986 г. толща не пройдена (рис. 3б). Если бы измерения *in situ* в скважине производили одновременно с заложением разреза, они бы позволили оперативно скорректировать схему послойного пробоотбора для гарантированного достижения глубины залегания черномыльского пика.

На задернованном борту балки точки измерений были заложены в местах предполагаемой аккумуляции материала, поступающего с распаханых склонов ее водосбора. Интенсивность поступления продуктов смыва в выбранных точках различна, но условия осадконакопления одинаковы: весной 1986 г. ^{137}Cs выпал на задернованный борт балки и закрепился на его поверхности. В последующие годы здесь происходило последовательное отложение все менее и менее активных наносов. В вертикальном распределении радиоцезия, полученном по результатам анализа послойных образцов и измерениям в скважинах, четко выделяется черномыльский пик, маркирующий положение дневной поверхности 1986 г. (рис. 3б, 3д).

В днище балки смытый с распаханых склонов материал поступает в основном через верховья ее

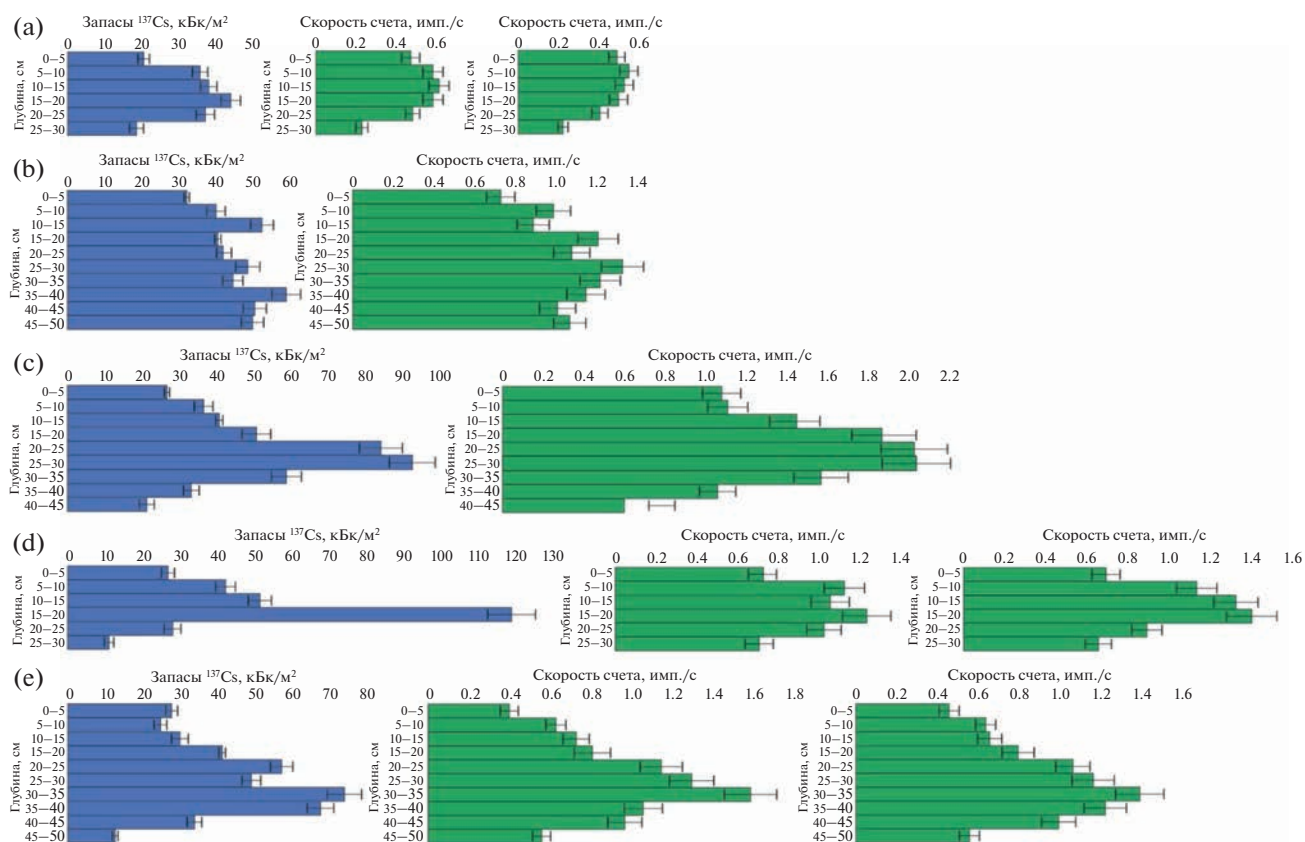


Рис. 3. Сопоставление послыного распределения запасов ^{137}Cs в почве (синие графики) и интенсивности регистрации гамма-квантов (CPS), полученных с помощью измерений *in situ* в скважине: а — распахиваемый склон; б — нижняя часть распахиваемого склона перед напашью; в, d — борт балки в месте предполагаемой аккумуляции наносов, поступающих с распахиваемого склона; е — днище балки.

отвершков и по ложбинам, расчленяющим ее борта. В случае наличия в днище активных вторичных врезов возможно переотложение продуктов их размыва. При прохождении больших объемов стока во время снеготаяния или интенсивных ливней часть ранее отложившихся наносов может выноситься через устьевой створ. Разрез и скважины в днище балки были заложены в зоне преимущественной аккумуляции, где в настоящее время вторичные врезы отсутствуют. В полученных эпюрах вертикального распределения скорости счета и запасов ^{137}Cs черномыльский пик фиксируется на одинаковой глубине 35–40 см (рис. 3е).

В последние три десятилетия вследствие очень низких уровней весенних половодий ежегодному затоплению подвергалась только низкая пойма рек бассейна Плавы [6]. Вертикальное распределение ^{137}Cs в отложениях низкой поймы р. Локны (до 1 м над меженным уровнем) характеризуется очень четко выраженным пиком содержания радиоцезия, перекрытым толщей наносов, активность которых достаточно резко уменьшается к современной дневной поверхности. Такой вид эпюры вертикального распределения ^{137}Cs связан

с уменьшением в половодном стоке рек доли материала, поступающего с поверхности речных бассейнов, и соответственно с увеличением доли наносов, образующихся в результате русловой эрозии. Затопление среднего уровня поймы (1.5–2 м над меженным уровнем) в отдельные годы могло происходить локально в зависимости от микрорельефа ее поверхности. Высокая пойма (2.5–3.5 м над меженным уровнем) не затоплялась в постчерномыльский период, и осадконакопление на ее поверхности практически отсутствует.

Сравнение серии измерений в стенке разреза, проведенных на разных уровнях поймы р. Локны, с результатами лабораторных анализов послыных образцов показало, что достоверное и точное выделение слоя с максимальными запасами ^{137}Cs при измерениях *in situ* возможно только в случае сравнительно интенсивной постчерномыльской аккумуляции с существенным уменьшением концентрации радионуклида во вновь поступающих наносах. Именно такая ситуация была зафиксирована на низкой пойме р. Локны (рис. 4с). На поверхности высокой поймы постчерномыльская

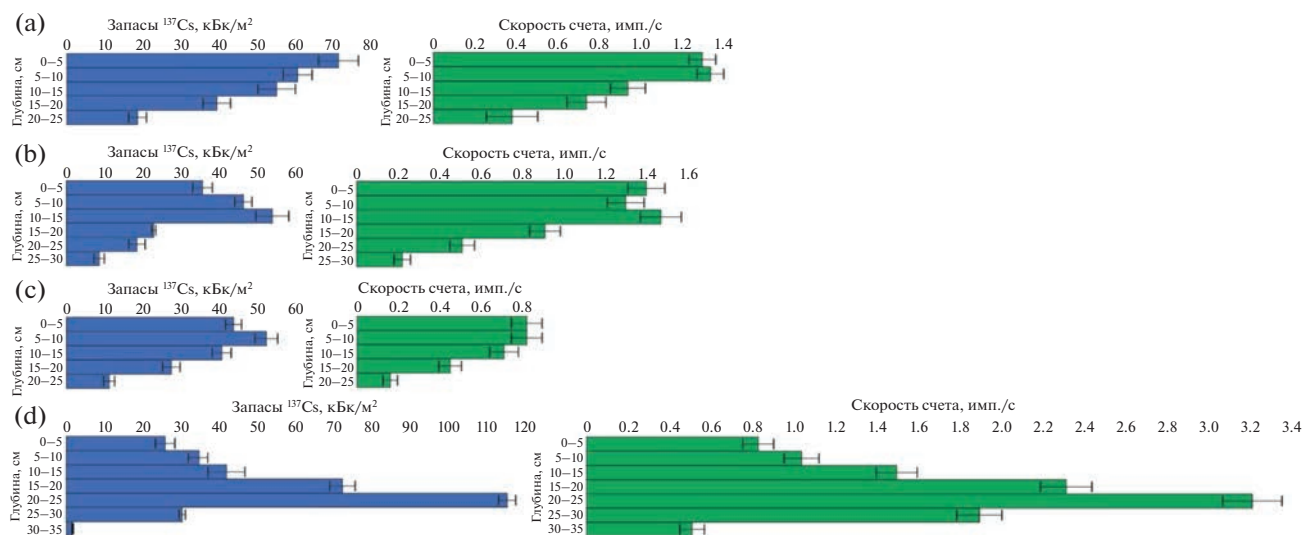


Рис. 4. Сопоставление послойного распределения запасов ^{137}Cs в почве (синие графики) и интенсивности регистрации гамма-квантов (CPS), полученных с помощью измерений *in situ* в стенке почвенного разреза: а — высокая пойма; б, с — средняя пойма; д — низкая пойма.

аккумуляция отсутствует, что подтверждается характером вертикального распределения ^{137}Cs , полученным в результате использования обоих методов (рис. 4а). В отложениях средней поймы, возможно, в связи с отсутствием четко выраженного чернобыльского пика, сходимость данных послойного пробоотбора и измерений в стенке разреза невелика (рис. 4б, 4с).

Сопоставление данных, полученных в результате измерений *in situ* в стенках разрезов и скважинах и лабораторного анализа послойных образцов, показало умеренно положительную корреляционную связь между скоростью счета гамма-квантов и запасами ^{137}Cs в исследуемой толще (рис. 5). Однако возможны существенные отклонения от прямой зависимости, что может приводить к некорректной интерпретации результатов. Искажения связаны с отсутствием экранирования излучения, которое не предполагается в данной схеме измерений, и могут быть подразделены на два типа.

Первый тип возникает в случае наличия в отложениях слоя с ярко выраженным пиком содержания запасов ^{137}Cs , излучение из которого может регистрироваться, когда прибор находится в близлежащих глубинных интервалах. В результате происходит сглаживание пика вплоть до невозможности достоверного определения глубины его залегания. Наиболее критично такое искажение в случаях, когда интенсивность аккумуляции невелика или аккумуляция отсутствует вовсе (рис. 4а, 4с). Гораздо более точные результаты удастся получить в случае, когда «чернобыльский пик» оказывается перекрыт сверху толщей осадков со значительно меньшим уровнем содержа-

ния радионуклидов. Уменьшение концентрации ^{137}Cs в наносах, поступающих с распаханых склонов водосбора, происходит из-за того, что вследствие смыва верхней части пахотного горизонта ежегодно подпахиваются нижележащие «чистые» слои почвы. Подобное вертикальное распределение радионуклидов характерно для зон, где за счет концентрации склонового или речного стока наносов происходит интенсивная аккумуляция материала: борта (рис. 3с, 3д) и днища балок (рис. 3е), и низкая пойма (рис. 4д). Второй тип искажений при измерении выражается в выявлении слоя с максимальной скоростью счета в толщах наносов, где происходило перемешивание и относительно равномерное распределение радионуклидов по почвенному профилю. В результате наиболее плотный поток гамма-квантов оказывается в центральной части таких толщ (рис. 3а, 3б). В некоторых случаях описанные эффекты могут накладываться друг на друга (рис. 4б). В результате слой с максимальным показателем скорости счета не может рассматриваться в качестве «чернобыльского пика», т.е. не маркирует глубину погребения дневной поверхности, соответствующей моменту выпадения радионуклида.

Описанные выше искажения указывают на то, что применение портативного гамма-детектора без коллиматора может быть успешным в случае, когда вертикальное распределение радионуклидов в пределах исследуемой аккумулятивной позиции рельефа уже предварительно определено при помощи послойного пробоотбора. Таким образом, полевые измерения могут служить способом более густого расположения точек получения фактического материала для обоснования экс-

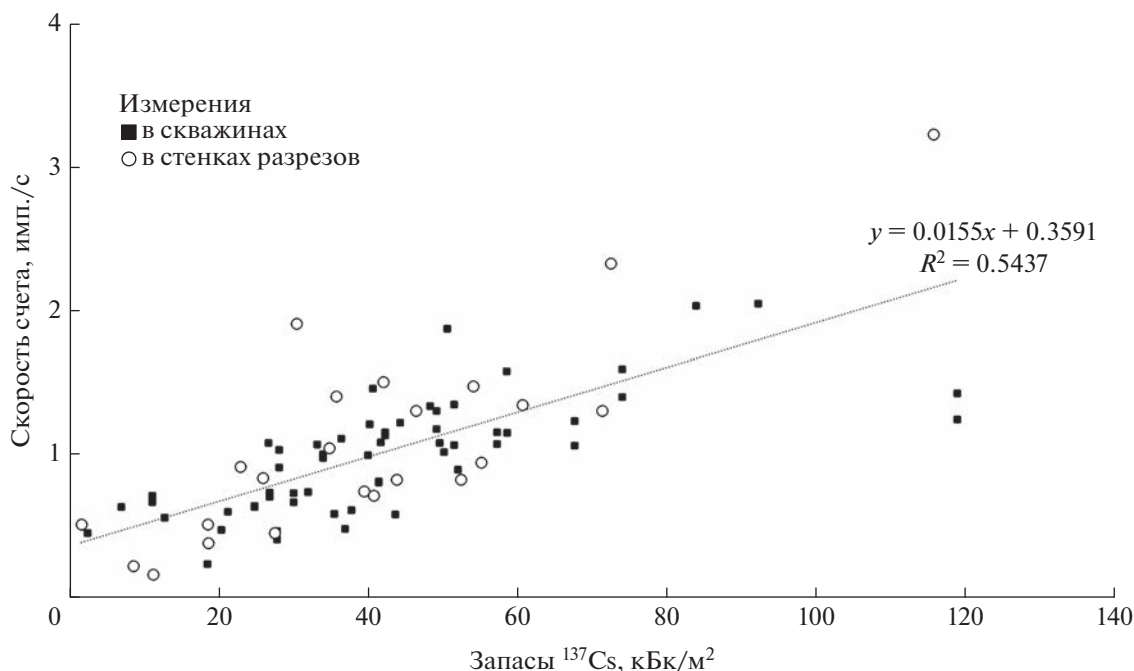


Рис. 5. Корреляция между запасами ^{137}Cs в слое, соответствующем глубине положения детектора, и интенсивностью регистрации гамма-квантов на заданной глубине. Линия тренда дана для всех измерений в совокупности.

траполяции показателей интенсивности осадко-накопления, оцененных путем радиоцезиевого датирования в пределах заданных геоморфологических границ.

Кроме того, проведение предварительных полевых измерений может оптимизировать процесс полевых исследований, предоставляя возможность приблизительно оценить мощность загрязненной толщи в заданной точке. Проведение такой процедуры позволит избежать проблемы недостаточной глубины отбора послойных проб. Это особенно важно, если между проведением полевых исследований и лабораторной обработкой проходят значительные интервалы времени, а процедура доставки материала в лабораторию связана с высокими трудозатратами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что применение экспресс-анализа вертикального распределения ^{137}Cs в почвенной толще совместно с обязательным послойным пробоотбором в разрезах может быть успешно использовано для определения интенсивности накопления наносов в зонах с высоким уровнем радиоактивного загрязнения. Достаточно быстрое получение большого массива данных о мощности слоя аккумуляции позволит детально выявить пространственную неоднородность проявлений эрозионно-аккумулятивных процессов на исследуемых геоморфологических позициях. Кроме того, проведение

предварительных полевых измерений гамма-активности дает возможность заранее определить необходимую глубину послойного пробоотбора и избежать получения недостаточного объема фактических данных.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках реализации проекта РНФ № 21-77-00050.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Таблица S1. Некоторые параметры почвенного покрова в точках полевых измерений.

Рис. S1. Фото исследованных почвенных разрезов.

Рис. S2. Мобильный гамма-спектрометр Atom Spectra Nano3 (КБ Радар <https://kbradar.org/atom-spectra-nano3/>).

Рис. S3. Схема штатива для размещения гамма-детектора в стенке разреза.

Рис. S4. Процесс измерений гамма-активности в стенке почвенного разреза с использованием штатива.

Рис. S5. Цилиндрический интегральный пробоотборник (Eijkelkam) (a); размещение ПВХ-трубы в скважине $d = 50$ мм (b); процесс измерений гамма-активности в скважине (c).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас современных и прогнозных аспектов по следствий аварии на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Белоруссии. М.—Минск: АСПА Россия—Беларусь, 2009. 139 с.
2. Геннадиев А.Н., Голосов В.Н., Чернянский С.С., Маркелов М.В., Беляев В.Р., Иванова Н.Н., Ковач Р.Г. Сравнительная оценка содержания в почвах магнитных сферул, ^{137}Cs и ^{210}Pb для целей индикации эрозивно-аккумулятивных процессов // Почвоведение. 2006. № 10. С. 1218–1234.
3. Голосов В.Н., Куксина Л.В., Иванов М.М., Фролова Н.Л., Иванова Н.Н., Беляев В.Р. Оценка перераспределения ^{137}Cs в пойменных отложениях реки Упы (Тульская область) после аварии на Чернобыльской АЭС // Известия РАН. Сер. географическая. 2020. № 1. С. 67–79.
<https://doi.org/10.31857/S2587556620010082>
4. Иванов М.М., Гуринов А.Л., Иванова Н.Н., Коноплев А.В., Константинов Е.А., Кузьменкова Н.В., Терская Е.В., Голосов В.Н. Динамика накопления ^{137}Cs в донных осадках Щекинского водохранилища за постчернобыльский период // Радиационная биология. Радиоэкология. 2019. Т. 59. № 6. С. 651–663.
5. Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Маркелов М.В. Сопоставление методов оценки интенсивности эрозивно-аккумулятивных процессов на обрабатываемых склонах // Почвоведение. 2000. № 7. С. 898–906.
6. Иванова Н.Н., Шамигурина Е.Н., Голосов В.Н., Беляев В.Р., Маркелов М.В., Парамонова Т.А., Эвхар О. Оценка перераспределения ^{137}Cs экзогенными процессами в днище долины р. Плава (Тульская область) после аварии на Чернобыльской АЭС // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2014. № 1. С. 24–34.
7. Ратников А.И. Геоморфологические и агропочвенные районы Тульской области // Почвенное районирование СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. С. 92–115.
8. Филиппов Е.М. Гамма-гамма-каротаж с генератором гамма-квантов // Известия Томского политехнического ин-та. 1959. № 1 С. 87–95.
9. Bertozzi W., Ellis D.V., Wahl J.S. The physical foundation of formation lithology logging with gamma rays // Geophysics. 1981. V. 46. № 10. P. 1439–1455.
10. Chesnokov A.V., Govorun A.P., Fedin V.N., Ivanov O.P., Liksonov V.I., Potapov V.N., Shcherbak S.B., Smirnov S.V., Urutskoev L.I. Method and device to measure ^{137}Cs soil contamination in-situ // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. 1999. V. 420. № 1–2. P. 336–344.
[https://doi.org/10.1016/S0168-9002\(98\)00761-X](https://doi.org/10.1016/S0168-9002(98)00761-X)
11. Feng T.C., Jia M.Y., Feng Y.J. Method-sensitivity of in-situ γ spectrometry to determine the depth-distribution of anthropogenic radionuclides in soil // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. 2012. V. 661. № 1. P. 26–30.
<https://doi.org/10.1016/j.nima.2011.09.014>
12. Fogh C.L., Andersson K.G., Roed J. In situ performance of the CORAD device measuring contamination levels and penetration ratio of ^{137}Cs // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2000. V. 160. № 3. P. 408–414.
[https://doi.org/10.1016/S0168-583X\(99\)00611-4](https://doi.org/10.1016/S0168-583X(99)00611-4)
13. Gering F., Kiefer P., Fesenko S., Voigt G. In situ gamma-ray spectrometry in forests: determination of kerma rate in air from ^{137}Cs // J. Environ. Radioactiv. 2002. V. 61. № 1. P. 75–89.
[https://doi.org/10.1016/S0265-931X\(01\)00116-3](https://doi.org/10.1016/S0265-931X(01)00116-3)
14. Golosov V.N. Special considerations for areas affected by Chernobyl fallout // Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides. Dordrecht: Springer, 2002. P. 164–183.
15. Ignatov S.M., Chirkin V.M., Potapov V.N., Ivanov O.P., Stepanov V.E., Meng L.J. Environmental monitoring using large-volume CsI (TI) scintillation counters // 2001 IEEE Nuclear Science Symposium Conference Record (Cat. No. 01CH37310). 2001. V. 1. P. 380–384.
<https://doi.org/10.1109/NSSMIC.2001.1008481>
16. Ivanov M.M., Konoplev A.V., Walling D.E., Konstantinov E.A., Gurinov A.L., Ivanova N.N., Kuzmenkova N.V., Tsyplenkov A.S., Ivanov M.A., Golosov V.N. Using reservoir sediment deposits to determine the longer-term fate of chernobyl-derived ^{137}Cs fallout in the fluvial system // Environ. Poll. 2021. V. 274. P. 116588.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.116588>
17. Konoplev A.V., Ivanov M.M., Golosov V.N., Konstantinov E.A. Reconstruction of long-term dynamics of Chernobyl-derived ^{137}Cs in the upa river using bottom sediments in the Scheokino reservoir and semi-empirical modelling // Proceedings IAHS “Land use and climate change impacts on erosion and sediment transport. 2019. V. 381. P. 95–99.
<https://doi.org/10.5194/piahs-381-95-2019>
18. Laedermann J.P., Byrde F., Murith C. In-situ gamma-ray spectrometry: the influence of topography on the accuracy of activity determination // J. Environ. Radioactiv. 1998. V. 38. № 1. P. 1–16.
[https://doi.org/10.1016/S0265-931X\(97\)00025-8](https://doi.org/10.1016/S0265-931X(97)00025-8)
19. Likar A., Omahen G., Vidmar T., Martincic R. Method to determine the depth of Cs-137 in soil from in-situ gamma-ray spectrometry // J. Phys. D: Appl. Phys. 2000. V. 33. № 21. P. 2825.
20. Linnik V.G., Brown J.E., Dowdall M., Potapov V.N., Surkov V.V., Korobova E.M., Volosov A.G., Vakulovsky S.M., Tertyshnik E.G. Radioactive contamination of the Balchug (Upper Yenisey) floodplain, Russia in relation to sedimentation processes and geomorphology // Sci. Total Environ. 2005. V. 339. № 1–3. P. 233–251.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.07.033>
21. Linnik V.G., Brown J.E., Dowdall M., Potapov V.N., Nosov A.V., Surkov V.V., Sokolov A.V., Wright S.M., Borghuis S. Patterns and inventories of radioactive contamination of island sites of the Yenisey River, Russia // J. Environ. Radioactiv. 2006. V. 87. № 2. P. 188–208.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2005.11.011>
22. Martynenko V.P., Linnik V.G., Govorun A.P., Potapov V.N. Comparison of the Results of Field Radiometry and Sampling in the Investigation of ^{137}Cs Soil Content in Bryansk Oblast // Atomic Energy. 2003. V. 95. № 4. P. 727–733.
<https://doi.org/10.1023/b:aten.0000010992.31484.3c>
23. Potapov V.N., Ivanov O.P., Chirkin V.M., Ignatov S.M. A dip detector for in situ measuring of Cs-137 specific soil activity profiles // IEEE Transactions on Nuclear

- Science. 2001. V. 48. № 4. P. 1194–1197.
<https://doi.org/10.1109/23.958749>
24. Potapov V.N., Danilovich A.S., Ignatov S.M., Volkovich A.G., Ivanov O.P., Stepanov V.E., Volkov V.G. Non-Destructive Measurements of the Characteristics of Radioactive Contamination of Near Surface Layers of Concrete and Ground with Collimated Spectrometric Detectors // Proceedings of the Waste Management Symposia. 2006.
 25. Povinec P.P., Osvath I., Baxter M.S. Underwater gamma-spectrometry with HPGe and NaI (Tl) detectors // Appl. Radiation Isotopes. 1996. V. 47. № 9–10. P. 1127–1133.
[https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(96\)00118-2](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(96)00118-2)
 26. Slatt R.M., Jordan D.W., D'Agostino, A.E., Gillespie R.H. Outcrop gamma-ray logging to improve understanding of subsurface well log correlations // Geological Society. 1992. V. 65. № 1. P. 3–19.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.065.01.02>
 27. Sowa W., Martini E., Gehrcke K., Marschner P., Naziry M.J. Uncertainties of *in situ* gamma spectrometry for environmental monitoring // Radiation Protection Dosimetry. 1989. V. 27. № 2. P. 93–101.
<https://doi.org/10.1093/oxfordjournals.rpd.a080450>
 28. Stepanov A., Ivanov O., Potapov V., Stepanov V., Volkovich A., Semin I., Simirskii I. Development and Application of Collimated Spectrometric Systems for the Characterization of Radioactive Contamination of Decommissioned Facilities // WM2015 Conf. Proceedings-15030. Phoenix, 2015. P. 1–12.
 29. Tyler A.N. High accuracy *in situ* radiometric mapping // J. Environ. Radioactiv. 2004. V. 72. № 1–2. P. 195–202.
[https://doi.org/10.1016/S0265-931X\(03\)00202-9](https://doi.org/10.1016/S0265-931X(03)00202-9)
 30. Varley A., Tyler A., Dowdall M., Bondar Y., Zabrotsky V. An *in situ* method for the high resolution mapping of ^{137}Cs and estimation of vertical depth penetration in a highly contaminated environment // Sci. Total Environ. 2017. V. 605. P. 957–966.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.06.067>
 31. Varley A., Tyler A., Bondar Y., Hosseini A., Zabrotsky V., Dowdall M. Reconstructing the deposition environment and long-term fate of Chernobyl ^{137}Cs at the floodplain scale through mobile gamma spectrometry // Environ. Poll. 2018. V. 240. P. 191–199.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2018.04.112>
 32. Vetrov V.A., Alexeenko V.A., Poslovin A.L., Cheremisinov A.A., Nikitin A.A., Bovkun L.A. Radionuclide washout from natural catchments in the Dnieper River basin // J. Hydrology Meteorology. 1990. № 2. P. 120–123.
 33. Zombori P., Németh I., András A., Lettner H. In-situ gamma-spectrometric measurement of the contamination in some selected settlements of Byelorussia (BSSR), Ukraine (UkrSSR) and the Russian Federation (RSFSR) // J. Environ. Radioactiv. 1992. V. 17. № 2–3. P. 97–106.

Express Analysis of Vertical Distribution of ^{137}Cs to Assess the Rates of Erosion and Accumulation Processes in the Zone of Intense Radioactive Contamination

M. M. Ivanov^{1, 2, *} and N. N. Ivanova²

¹*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: ivanovm@bk.ru

Field gamma-sensing under conditions of intense radioactive contamination has shown high productivity in studying the migration sediment associated pollutants via erosion and accumulation processes. The purpose of the presented work is to evaluate the applicability of compact gamma detectors without a collimator that narrows the area of gamma radiation registration to determine the vertical distribution of Chernobyl-derived ^{137}Cs . Accumulative strata of sediments formed within the “Plavsk radioactive hot spot” in the southern part of the Tula region were chosen as the object of research. By comparing the obtained vertical distribution of the gamma quantum counting rate and the actual distribution of ^{137}Cs deposits, the resulting distortions in the estimation of the relative vertical distribution of radionuclides in the soil were considered, limiting the applicability of the proposed measurement scheme. The main prospects for further application of the gamma-sensing technique of soil cover at relatively high concentrations of radionuclides in accumulated sediments were identified.

Keywords: radiocesium method, Plavsk radioactive hot spot, Tula region, Luvic Chernozems