

ISSN 0032-180X

Номер 12

Декабрь 2024



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

125 лет журналу

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.



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 12, 2024

ЮБИЛЕЙ

125 лет журналу “Почвоведение”

*П. В. Красильников, А. Н. Геннадиев, М. И. Герасимова, С. В. Горячkin,
К. Б. Гонгальский, В. Н. Кудеяров, Т. М. Минкина, И. Ю. Савин,
С. Н. Чуков, Е. В. Шеин, А. С. Яковлев*

1659

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Методические подходы и базовый уровень организации наземного мониторинга
содержания и запасов органического углерода в пахотных светло-каштановых почвах,
Волгоградская область

*Н. Б. Хитров, И. Н. Горохова, В. В. Иванова, Е. И. Кравченко,
Н. Г. Круглякова, Л. В. Роговнева, Д. И. Рухович*

1667

Почвы на красноцветных карбонатных отложениях Лено-Ангарского плато:
факторные границы текстурной дифференциации

*С. Н. Лесовая, С. В. Горячkin, А. А. Соколов,
Т. В. Романис, Д. Е. Конюшков, О. Г. Лопатовская*

1690

Оценка влияния вида угодья и почвообразующих пород на содержание
и запасы органического углерода в мелиорированных дерново-подзолистых почвах,
Тверская область

Н. И. Лозбенев, Д. Н. Козлов, П. П. Филь, Н. Б. Хитров, П. М. Шилов

1705

Почвы на карбонатных породах Полярного Урала:
генезис, свойства и классификация

*Е. В. Жангурев, М. П. Лебедева, Е. В. Шамрикова,
М. А. Королёв, А. Н. Панюков*

1736

Оценка динамики органического вещества подстилок городских хвойных
насаждений на основе показателей их структурно-функциональной
организации в г. Москве

*О. В. Семенюк, В. М. Телеснина, Л. Г. Богатырев,
В. А. Кузнецов, А. И. Бенедиктова*

1756

Особенности органогенных горизонтов современных и погребенных почв
жилых районов г. Перми

Н. В. Москвина

1772

ХИМИЯ ПОЧВ

Влияние массивного полезащитного лесонасаждения на содержание
и запасы гумуса в черноземах

*Б. Ф. Апарин, Е. Ю. Сухачёва, М. К. Захарова,
Е. В. Мингареева, А. В. Кошелев*

1785

ФИЗИКА ПОЧВ

Применение геометрических α -форм для анализа порового пространства почвы по микротомограммам

A. A. Владимиров, K. H. Абросимов, T. A. Васильев, N. A. Васильева

1800

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Численность и таксономическое разнообразие микроорганизмов в профиле почв г. Мурманска

*M. B. Корнейкова, A. C. Сошина, N. B. Фокина,
B. A. Мязин, E. B. Козлова, B. I. Васенев*

1813

Сравнение методов определения микробной биомассы в органо-аккумулятивных горных почвах Кавказа

A. A. Петросян, E. B. Чернышева, B. N. Пинской, A. B. Борисов

1829

Вертикальное распределение микробной активности и содержания углерода в современных и подкурганных черноземах разного гранулометрического состава

*B. E. Приходько, D. I. Васильева, X.-Ч. Ли,
A. L. Плаксина, T. A. Пузанова*

1842

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Как трансформировались каштановые почвы Джаныбекской равнины в результате изменения климата?

*O. O. Плотникова, M. P. Лебедева, A. B. Колесников,
A. E. Каганова, P. R. Цымбарович, D. C. Комкова*

1862

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Изменение калийного режима дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы при длительном экстенсивном возделывании сельскохозяйственных культур и применении удобрений

M. T. Васбиеva, B. R. Ямалтдинова, N. E. Завьялова

1877

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Подход к интегральной оценке почв лесопарков Москвы в контексте экосистемных сервисов и диссервисов

*N. Д. Ананьева, K. B. Иващенко, C. A. Урабова, B. I. Васенев,
A. B. Долгих, A. Ю. Горбачева, Э. А. Довлетярова*

1890

Естественные радионуклиды в почвах в районе уранового месторождения Эльконское плато в Южной Якутии

P. I. Собакин, A. P. Чевычелов, A. N. Горохов, T. C. Айсуева

1906

Изменение верхних горизонтов почв и лизиметрических вод в первые годы после низового пожара в сосняке лишайниковом Республики Коми

I. B. Паюсова, D. N. Габов, I. B. Груздев, A. A. Дымов

1918

Contents

No 12, 2024

JUBILEE

125 Years of the Journal “Pochvovedenie”

*P. V. Krasilnikov, A. N. Gennadiev, M. I. Gerasimova, S. V. Goryachkin,
K. B. Gongalsky, V. N. Kudayarov, T. M. Minkina, I. Yu. Savin,
S. N. Chukov, E. V. Shein, and A. S. Yakovlev*

1659

GENESIS AND GEOGRAPHY OF SOILS

Methodological Approaches and Baseline of Ground-Based Monitoring of Soil Organic Carbon Content and Storage in Arable Light Chestnut Soils (Kastanozem), Volgograd Region

*N. B. Khitrov, I. N. Gorokhova, V. V. Ivanova, E. I. Kravchenko,
N. G. Kruglyakova, L. V. Rogovneva, and D. I. Rukhovich*

1667

Soils on Red-Colored Calcareous Substrate from Lena-Angara Plateau:
Factor Limits of Clay Differentiation

*S. N. Lessovaia, S. V. Goryachkin, A. A. Sokolov, T. V. Romanis,
D. E. Konyushkov, and O. G. Lopatovskaya*

1690

Influence of Landuse and Parent Materials on Soil Organic Carbon Content
and Storages in Drained Soddy-Podzolic Soils, Tver Region

N. I. Lozbenev, D. N. Kozlov, P. P. Fil, N. B. Khitrov, and P. M. Shilov

1705

Soils on Carbonate Rocks of the Polar Urals: Genesis, Properties and Classification

*E. V. Zhangurov, M. P. Lebedeva, E. V. Shamrikova,
M. A. Korolev, and A. N. Panyukov*

1736

Assessment of the Organic Matter Dynamics in the Litter of Urban Coniferous Woods
Using Indicators of Their Structural and Functional Organization
on the Example of the Moscow City

*O. V. Semenyuk, V. M. Telesnina, L. G. Bogatyrev,
V. A. Kuznetsov, and A. I. Benediktova*

1756

Features of Organogenic Horizons of Modern and Buried Soils of Residential Areas of the Perm City

N. V. Moskvina

1772

SOIL CHEMISTRY

Influence of Massive Field Protective Forest Belt on Humus Content and Its Reserves in Chernozems

B. F. Aparin, E. Yu. Sukhacheva, M. K. Zakharova, E. V. Mingareeva, and A. V. Koshelev

1785

SOIL PHYSICS

Application of Geometric α -Shapes to Analyze Soil Pore Space Using Microtomograms

A. A. Vladimirov, K. N. Abrosimov, T. A. Vasiliev, and N. A. Vasilyeva

1800

SOIL BIOLOGY

Number and Taxonomic Diversity of Microorganisms in the Profile of Urban Soils
in the Arctic Zone of the Murmansk City

M. V. Korneykova, A. S. Soshina, N. V. Fokina, V. A. Myazin, E. V. Kozlova, and V. I. Vasenev

1813

Comparison of Methods for Determination of Microbial Biomass
in Organic-Accumulative Soils of the Mountain Zone in the Central Caucasus

A. A. Petrosyan, E. V. Chernysheva, V. N. Pinskoy, and A. V. Borisov

1829

Profile Microbial Activity and Carbon Content in Modern
and Ancient Chernozems of Different Texture

*V. E. Prikhodko, D. I. Vasilyeva, H.-Ch. Li,
A. L. Plaksina, and T. A. Puzanova*

1842

MINERALOGY AND MICROMORPHOLOGY OF SOILS

How Have the Chestnut Soils of the Dzhanybek Plain Been Transformed
as a Result of Climate Change?

*O. O. Plotnikova, M. P. Lebedeva, A. V. Kolesnikov,
A. E. Kaganova, P. R. Tsymbarovich, and D. S. Komkova*

1862

AGRICULTURAL CHEMISTRY AND SOIL FERTILITY

Changes in the Potassium Regime of Soddy-Podzolic Heavy Loamy Soil
During Long-Term Extensive Cultivation of Agricultural Crops and the Use of Fertilizers

M. T. Vasbieva, V. R. Yamaltdinova, and N. E. Zavyalova

1877

DEGRADATION, REHABILITATION, AND CONSERVATION OF SOILS

An Approach to the Integral Assessment of Soils in Moscow Forest Parks
in the Context of Ecosystem Services and Disservices

*N. D. Ananyeva, K. V. Ivashchenko, S. A. Urabova, V. I. Vasenev,
A. V. Dolgikh, A. Yu. Gorbacheva, and E. A. Dovletyarova*

1890

Natural Radionuclides in Soils in the Area of the Elkon Plateau
Uranium Deposit in South Yakutia

P. I. Sobakin, A. P. Chevychelov, A. N. Gorokhov, and T. S. Aisueva

1906

Changes in the Composition of Upper Soil Horizons and Lysimetric Waters
in the First Years after a Surface Fire in a Lichen Pine Forest in the Komi Republic

I. V. Payusova, D. N. Gabov, I. V. Gruzdev, and A. A. Dymov

1918

125 ЛЕТ ЖУРНАЛУ “ПОЧВОВЕДЕНИЕ”

© 2024 г. П. В. Красильников^{a,*}, А. Н. Геннадиев^b, М. И. Герасимова^b,
С. В. Горячkin^c, К. Б. Гонгальский^d, В. Н. Кудеяров^e, Т. М. Минкина^f,
И. Ю. Савин^g, С. Н. Чуков^h, Е. В. Шеин^a, А. С. Яковлев^a

^aФакультет почвоведения, МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^bГеографический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

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

^dИнститут проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Ленинский пр-т, 33, Москва, 119071 Россия

^eИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,

Институтская ул., 2, Пущино, 142290 Россия

^fАкадемия биологии и биотехнологии им. Д.И. Ивановского, Южный федеральный университет,
пр. Ставки, 194, Ростов-на-Дону, 344090 Россия

^gПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыхлевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

^hИнститут наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет,
ул. 10-я линия В.О., 33-35, Санкт-Петербург, 199178 Россия

*e-mail: krasilnikov@soil.msu.ru

Поступила в редакцию 15.07.2024 г.

После доработки 15.07.2024 г.

Принята к публикации 15.07.2024 г.

В текущем году исполняется 125 лет журналу “Почвоведение” – первому в мире журналу, полностью посвященному наукам о почвах. Это уникальное издание, которое было основано на фундаментальных идеях генетического почвоведения, науки, созданной российским ученым В.В. Докучаевым. В статье кратко рассказывается история журнала, этапы его развития. Раскрываются основные темы и направления, которые развивались в журнале за последние 5–10 лет, приводятся примеры наиболее интересных цитируемых публикаций за это время. Показано, что журнал динамично и гармонично развивается и в современных условиях.

Ключевые слова: история почвоведения, В.В. Докучаев, П.В. Отоцкий, приоритеты научных исследований

DOI: 10.31857/S0032180X24120013, **EDN:** JECOMO

В текущем году исполняется 125 лет журналу “Почвоведение”. Обычно говорят о том, что это первый в мире журнал, посвященный почвоведению, что не совсем верно. До него в разных странах уже существовали журналы, посвященные тем или иным аспектам изучения почв. Однако есть два обстоятельства, которые делают наш журнал уникальным. Он был первым научным периодическим изданием, которое основывалось на генетическом почвоведении – на том научном фундаменте, который был создан российскими учеными, прежде всего, Василием Васильевичем Докучаевым, которого во всем мире признают как создателя почвоведения как самостоятельной науки [51]. Также знаменательно то, что большинство журналов, которые выходили с XIX в., уже давно прекратили

существование, и названия их известны только специалистам по истории науки, в то время как “Почвоведение” выходит по сей день и по-прежнему является ведущим научным изданием в области наук о почве в России и одним из крупнейших в мире [48].

Журнал был создан благодаря Императорскому вольному экономическому обществу (ВЭО), первой научной организации в России, основанной по указу Екатерины II в 1765 г. для развития сельского хозяйства в стране. В 1876 г. ВЭО организовало специальную Черноземную комиссию, которая, в частности, финансировало работы В.В. Докучаева по изучению русских черноземных почв, что в итоге и привело к тому, что он сформулировал основные постулаты почвоведения в своей докторской

диссертации “Русский чернозем”, защищенной в 1883 г. [13]. В 1888 г. по инициативе В.В. Докучаева при ВЭО создается Почвенная комиссия. Через десять лет после ее создания, 16 декабря 1898 г. Почвенная комиссия одобрила выделение 600 руб. на издание журнала “Почвоведение”. Первым редактором журнала был избран талантливый ученый и организатор науки, ученик, близкий соратник и личный секретарь В.В. Докучаева Павел Владимирович Отоцкий, который руководил журналом до 1917 г. В состав редакционного комитета вошли следующие известные ученые: Н.П. Адамов, П.Ф. Бараков, Н.А. Богословский, К.Д. Глинка, П.А. Замятченский, Д.О. Ивановский, П.С. Коссович, Н.М. Сибирцев, Г.И. Танфильев и А.Р. Ферхмин [15].

В 1899 г. вышли в свет четыре выпуска журнала объемом до пяти печатных листов каждый. С первых номеров в журнале публиковались основополагающие статьи крупнейших ученых того времени: В.В. Докучаева, В.И. Вернадского, Г.Ф. Морозова, К.Д. Глинки, Л.С. Берга, В.А. Обручева, П.А. Земятченского и многих других. В организационном плане огромный вклад в становлении журнала в первые годы его существования внес П.В. Отоцкий, который не только выполнял функции научного редактора, но брал на себя роль рецензента, корректора и даже иллюстратора поступавших статей. Поначалу не было даже отдельного помещения редакции, официальным адресом журнала значилась квартира П.В. Отоцкого, где он собирал, редактировал номер и сдавал его в типографию [12]. Знаменательно, что на Второй международной агрогеологической конференции (Стокгольм, 1910) было принято решение о преобразовании журнала в международный: у журнала появляется двойное название “Почвоведение/La Pédologie”.

В 1917 г. в связи с революцией главный редактор журнала П.В. Отоцкий уезжает в Швецию, а потом эмигрирует в Бельгию и далее в Чехословакию [17]. До 1924 г. журнал не выходит в связи с революцией и гражданской войной. Но уже в 1923 г. поднимается вопрос о его возрождении, инициатором которого и новым редактором журнала становится известный почвовед и общественный деятель Арсений Арсеньевич Ярилов. Благодаря связям в правительстве молодой Советской республики А.А. Ярилов преобразует журнал из общественного в государственный печатный орган. Начиная с 1927 г. в редакционный комитет журнала входят крупные отечественные и зарубежные ученые. В 1939 г. журнал был передан Академии наук СССР и приобрел статус академического издания. С переходом в АН СССР журнал становится ежемесячным [15]. В 1937–1939 гг. журналом руководил триумвират редакторов: В.Р. Вильямс, Д.Г. Виленский, А.А. Ярилов. В последующие годы

главными редакторами были директора Почвенного института им. В.В. Докучаева: Л.И. Прасолов (1940–1952) и И.В. Тюрин (1953–1962) –казалось логичным, что руководители крупнейшего исследовательского учреждения в области наук о почве должны возглавлять и ведущее научное издание. Когда Почвенный институт в 1961 г. был передан в системы ВАСХНИЛ, журнал остался прикрепленным к “большой” академии, которая и назначала редакторов из своего состава: так, в 1963–1976 гг. редколлегию возглавлял академик АН СССР, крупный государственный деятель – Председатель Совета Национальностей Верховного Совета СССР – Я.В. Пейве. В эти годы большой вклад в развитие журнала внес заместитель главного редактора Сергей Владимирович Зонн, который не только был правой рукой чрезвычайно загруженного главного редактора, но и в дальнейшем дважды выполнял функции и.о. главного редактора, в 1976–1978 и 1987–1988 гг.; сам он, не будучи академиком, не мог официально возглавлять редколлегию. В период 1978–1987 гг. главным редактором становится академик АН Азербайджанской ССР В.Р. Волобуев. Целая эпоха в развитии журнала связана с именем члена-корреспондента АН СССР, в дальнейшем академика РАН Г.В. Добровольского, который руководил журналом с 1988 по 2007 гг. В этот период журналу удалось преодолеть все сложности переходного периода, связанные со скучным финансированием научных исследований, и успешно адаптироваться к новой экономической ситуации. С 2007 по 2022 гг. редколлегию возглавлял С.А. Шоба, при котором журнал улучшил свои позиции на международной арене, существенно поднялись научометрические показатели, в журнал стали привлекаться зарубежные авторы.

Как отмечалось выше, с первых выпусков журнала он становится площадкой для публикации результатов наиболее передовых теоретических и экспериментальных исследований в почвоведении. Славная история журнала отражена в множественных публикациях [3, 12, 13, 17]. В кратком обзоре мы попытались обобщить наиболее важные работы по разным направлениям, которые публиковались в журнале за последние 5–10 лет.

Одним из важнейших направлений исследований последнего десятилетия в почвоведении стало изучение глобальных экологических функций почв [5, 30]. Почва как один из главных компонентов биосфера, по словам академика В.И. Вернадского представляет собой область наивысшей геохимической энергии живого вещества, это важнейшая по своим геохимическим последствиям лаборатория физических, химических и биохимических процессов. В биогеохимических циклах элементов исключительная роль принадлежит фотосинтезу, благодаря которому солнечная энергия аккумулируется в виде химической в органических

соединениях углерода и служит движущей силой всех биогеохимических процессов в почве. Кроме того, гумус почвы является мощным буфером сдерживания резких колебаний концентрации CO_2 в атмосфере. Особенностью последних двух–трех десятилетий является всеобъемлющее усиление внимания к состоянию глобального цикла углерода – одного из основных факторов изменения климата [22]. В связи с нарастающей (угрожающей) разбалансированностью глобального цикла углерода главная проблема заключается в восстановлении способности культивируемых почв накапливать устойчивое к разложению органическое вещество на уровне их естественных аналогов. Публикуемые в ж. “Почвоведение” [36] результаты многолетних стационарных экспериментов по динамике содержания гумуса в почвах в зависимости от применяемых удобрений и различных приемов агротехники служат основой разрешения проблемы секвестрации атмосферной углекислоты.

Одним из актуальных направлений почвоведения является совершенствование методологических и методических подходов к изучению органического вещества (ОВ) почв и в особенности гумусовых веществ (ГВ) [16]. Большое внимание уделялось исследованию структуры ГВ, гумификации и фрагментарному обновлению ГВ, свободнорадикальной полимеризации прекурсоров ГВ, антропогенной эволюции ГВ, накоплению инертных ГВ и “гумусового угля” в почвах агроценозов. В последние годы в публикациях делается все больший акцент на использование высокоточных методов исследований ОВ почв, таких как гетероядерная ЯМР и ЭПР спектроскопия, высокоеффективная жидкостная и тонкослойная хроматография, масс-спектрометрия, которые позволяют получать более подробные сведения о молекулярном портрете ГВ и ОВ почв [14, 38]. Изучение физиологической и биопротекторной активности ГВ позволило глубже оценить их роль в устойчивости плодородия почв [37]. Моделированием взаимодействия прекурсоров ГВ с внеклеточными ферментами доказано, что ГВ почв содержат истинно макромолекулярные компоненты, устойчиво связанные с минеральной матрицей. Внедрение грануло-денситометрического подхода позволило по-новому увидеть роль минеральной части и микроагрегатов в стабилизации различных фракций ОВ почв [35]. Большое значение в публикациях журнала придается совершенствованию точного, верифицированного и метрологически обоснованного определения всех компонентов углеродного цикла почв с целью оценки их вклада в углеродный баланс России [22].

В последние годы произошло существенное расширение и углубление исследований в области химии почв. Расширилась тематика исследований в вопросах химии и химического загрязнения почв,

а также спектр изучаемых элементов, веществ и методов их анализа. В химии почв появились новые исследования, основанные на синхротронном излучении (установки Mega-Science), ядерном магнитном резонансе на ядрах ^{13}C и ^1H , газовой хромато-масс-спектрометрии (ГХМС), что позволило изучать химические взаимодействия в почвах на молекулярном и атомном уровнях, сопоставлять полученные результаты с общепринятыми химическими методами анализа почв [43]. На основе комбинации методов химического экстрагирования и термодинамического моделирования проведена оценка вклада почвенных компонентов в удерживание тяжелых металлов [27]. Доказана эффективность совместного применения новейших физических методов, базирующихся на синхротронном излучении, с методами последовательного фракционирования тяжелых металлов при анализе фазового состава техноземов. Значительное внимание уделяется анализу редкоземельных элементов в почвах как маркерам пространственно-временного развития почв, химическому составу мицрочастиц почв и дорожной пыли – фракции РМ 10 для детектирования поллютантов и источников их происхождения. Даны оценка экотоксичности ряда редких элементов в почвах. Появились новые методы биотестирования загрязненных почв с использованием OMICS-технологий, молекулярных биомаркеров и наноэкотоксикологии [33]. Оптимизированы и апробированы методы экстракции углеводородов из разных типов почв. Предложены современные подходы к нормированию загрязнения почв на основе биотестирования, фракционного состава соединений тяжелых металлов и буферности почв. Разрабатываются эффективные методы биоремедиации загрязненных почв с использованием углеродистых сорбентов и консорциума микроорганизмов.

Трудно представить современный естественно-научный журнал биосферных исследований без статей по физике процессов и свойств этого раздела биосферы. Вполне понятно почему: если до настоящего времени (можно считать, до середины XX в.) исследования по физике почв были направлены в основном на изучение и сбор данных по классическим свойствам и методам исследований, то в последнее время в ж. “Почвоведение” все больше появляется научно обоснованных исследований по физическим механизмам почвенных явлений: движение влаги, тепла, солей, агрохимикатов, тяжелых металлов, тем более, что многие агрохимикаты оказались в сфере токсикантов и надо было предсказать их судьбу в почве и контактирующих природных телах [45]. Именно в это время проявились особенные свойства почвы, как уникального своеобразного природного тела, с ее агрегатной структурой, водоудерживающей и проводящей способностью, особенностями структуры

порового пространства и гранулометрического состава. Также в этот период стали появляться новые приборы, с современными физическими основами, такие как лазерные дифрактометры для изучения особенностей гранулометрического состава почв, томографы для количественного исследования порового пространства, особые методы и приборное обеспечение микроморфологического изучения почв и др. Научные исследования проникали все глубже в основы строения и структурного состояния, на горизонтный, педо-агрегатный и молекулярный уровни исследования, определяющие физические основы функционирования почвы. Полипедонный и катенный уровни изучения почвенного покрова с использованием современных статистических подходов проявлялись во всех разделах почвоведения. Сейчас просто невозможно оценить статью по почвоведению как научную без сравнительно-аналитического статического раздела, как в области математического моделирования, так и в области практического агрохимического и мелиоративного почвоведения. Наиболее характерным в этот период стало появление в ж. “Почвоведение” статей по математическому моделированию почвенных процессов, причем моделей не только регрессионного класса, но и имитационных физически обоснованных, как моделей с более широким спектром анализа происходящих явлений и возрастающих требований к цифровому предсказанию динамики почвенных процессов [44].

В последние годы в работах по биологии почвы выделяются два важных направления. Первое – это широкое использование молекулярно-генетических подходов к определению как микро- так и макроскопических организмов в почве. Массовые работы начались несколько лет назад по использованию отдельных генов, как ядерных, так и митохондриальных, для определения различных организмов. Такие работы по баркодингу выявили значительно большее разнообразие многих групп почвообитающих организмов, чем было возможно традиционными методами [8, 23, 30]. Позднее появились работы с полногеномным секвенированием (метагеномике) [31], в частности, с помощью методов секвенирования нового поколения. В более широком аспекте стало применение других методов, относимых к так называемым “омикам”: метагеномики, протеомики, транскриптомики и др. Метагеномные методы применяются в том числе при оценке загрязнения почв [7, 25].

Второе направление – это обобщение закономерностей распределения почвообитающих организмов на основании глобальных баз данных. В последние годы получены прорывные результаты глобального распределения бактерий, грибов, нематод, дождевых червей, коллемболов и других организмов [46, 47, 49, 50], опубликованные в ведущих мировых журналах. При этом в ж. “Почвоведение”

появляются локальные сводки по распространению тех или иных организмов и по оценке биоразнообразия того или иного региона [9, 41]. Эти кирпичики оценки биоразнообразия вносят существенный вклад в понимание изучаемых процессов на глобальном уровне.

В последнее десятилетие усилился интерес почвоведов к городским почвам. Они приобрели статус почв, а не “нарушенных земель”, не представлявших раньше интереса для почвоведов, экологов, географов. Во многих публикациях о городах, главным образом, о загрязнении тяжелыми металлами, ПАУ и другими токсикантами, объекты исследования – городские почвы – упоминаются, им даются названия в широко известной системе классификации городских почв Строгановой [32]. Опубликованы почвенные карты Санкт-Петербурга, Москвы, Ростова-на-Дону, Якутска, Волгограда и/или отдельных частей этих и других городов. Большая часть статей о городских почвах посвящена вопросам загрязнения в связи с выбросами промышленных предприятий, автотранспорта, а также аэрозольному загрязнению: фактическому состоянию отдельных городских объектов и влиянию загрязнения на функционирование почв и их ингредиентов [20]. Функции городских почв также становятся предметом рассмотрения в недавних публикациях [5]. Одной из проблем изучения почв городов является использование адекватной классификации, и были сделаны попытки встраивания авторских классификаций в формат классификации почв России. Была проведена on-line дискуссия на эту тему, результаты ее были опубликованы в журнале “Почвоведение” 10 лет назад, и они используются в последующих публикациях. Следует отметить, что в журнале на протяжении более 20 лет идет содержательное обсуждение новой классификации почв России [39, 40].

Публикации в журнале отмечали то, что география почв как научное направление становится все более количественной [21]. Статьи по картографии и мониторингу почв имели большое значение для повышения практической значимости как почвоведения в целом, так и журнала в частности, так как для решения многих практических задач необходима точная и оперативная информация о пространственных неоднородностях почв, о почвенном покрове, а также специфические задачи, связанные, в частности, с оценкой запасов и динамики запасов углерода в почве [42]. Основной акцент в этих статьях был сделан на развитии и усовершенствовании методов картографирования и мониторинга почв путем внедрения цифровых и дистанционных технологий [4, 34], а также подходов геостатистики [10] пространственного моделирования и искусственного интеллекта [14].

По почвенно-эрзационной тематике в журнале в последние годы были опубликованы статьи, посвященные разработке и верификации расчетных моделей эрозии почв [14], количественной оценке роли факторов смыва почв, развитию методов изучения эрозионно-аккумулятивных процессов, основанных на использовании веществ-трассеров – радиоактивного цезия, сферических магнитных частиц и др. [18]. В последние годы все больший акцент в публикациях раздела “Деградация, восстановление и охрана почв” стал делаться на использовании и дальнейшем развитии ноосферных законов Вернадского с позиции оптимизации уровней антропогенной нагрузки на окружающую среду. В публикациях были освещены проблемы рекультивации земель и регулирования их устойчивого взаимодействия с сопредельными природными средами. Особую актуальность приобретают исследования, направленные на разработку подходов к экологической оценке, нормированию и эталонированию почв (земель) с учетом видов их хозяйственного назначения.

Тематика, связанная с почвенным плодородием, всегда была сильно представлена в журнале, последние годы не стали исключением. Наверное, наиболее интересным и важным прорывом в агропочвоведении была разработка системы ландшафтно-адаптивного земледелия, которое подразумевает комплексный подход к организации пространства в агроценозах с учетом рельефа, геологии, гидрологии и почвенного покрова территории [19]. Данный подход имеет первостепенное значение для внедрения природоподобных технологий в сельском хозяйстве.

Журнал “Почвоведение” с самого начала своего существования большое внимание уделял почвенно-генетическим исследованиям. Хотя в мировой науке количество работ по данному направлению уменьшилось относительно другой тематики [28], в нашем журнале генезис почв занимает достойное место. Наверное, одним из наиболее интересных прорывов в изучении генезиса почв в последнее десятилетие стала концепция экстремального почвообразования [11, 26]. Несмотря на спорность некоторых положений, этот подход оказался продуктивным для понимания многих процессов в почвах, позволил взглянуть на привычные почвы с неожиданной стороны и привел к включению в область внимания почвоведов многих объектов, которые ранее не изучались методами наук о почве.

Отдельно стоит упомянуть палеопочвенные исследования. На страницах журнала отражались новые результаты исследования почв как архивов палеоэкологической информации; было показано существенное расширение и углубление знаний о голоценовой эволюции почв [1] и последовательное “проникновение” исследователей в более древние эпохи почвообразования, основанное, в

частности, на находках палеопочв девона и карбона [2].

В год своего юбилея журнал “Почвоведение” сохраняет тот дух научного поиска и академической этики, которая была характерна для него со дня основания. Популярность журнала растет с годами. Не лишним будет сказать, что в рейтинге российских научных журналов Science Index за 2023 г. он занимает первое место среди журналов по биологической тематике и третье среди всех российских научных изданий.

Редакционная коллегия и редакция выражают благодарность нашим читателям за верность и поддержку нашего журнала.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.О., Митенко Г.В., Шарый П.А. Количественные оценки палеоэкологических изменений в позднем голоцене на юге Восточно-Европейской равнины на основе магнитных свойств почв // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1425–1435. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19040026>
2. Алексеева Т.В. Почвы девона и карбона. Современное состояние исследований в России (обзор литературы) // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1157–1169. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20100020>
3. Библиографический справочник: Материалы, опубликованные в журнале “Почвоведение” за 100 лет. М.: Наука, 1999. 668 с.
4. Бугаец А.Н., Пшеничникова Н.Ф., Терешкина А.А., Лупаков С.Ю., Гарциман Б.И., Шамов В.В., Гончуков Л.В., Голодная О.М., Краснопеев С.М., Кожевникова Н.К. Цифровое почвенное картографирование для целей гидрологического моделирования на примере экспериментальных водосборов (юг Приморского края) // Почвоведение. 2021. № 9. С. 1085–1096. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21050051>
5. Васенев В.И., Ауденховен А.П.В., Ромзайкина О.Н., Гаджиагаева Р.А. Экологические функции и экосистемные сервисы городских и техногенных почв: от теории к практическому применению (обзор) // Почвоведение. 2018. № 10. С. 1177–1191. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18100131>

6. Величко Н.В., Рабочая Д.Е., Долгих А.В., Мергелов Н.С. Цианобактерии в гипоплитных горизонтах почв оазиса Ларсеманн, Восточная Антарктида // Почвоведение. 2023. № 8. С. 925–942.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2260161X>
7. Власова А.П., Павлов К.В., Морачевская Е.В., Липатов Д.Н., Поздняков Л.А., Манучарова Н.А. Изменение структуры прокариотного сообщества нефтезагрязненного чернозема при внесении нитрата и хлорида калия // Почвоведение. 2023. № 7. С. 853–863.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22601165>
8. Головченко А.В., Грачева Т.А., Лыткань В.А., Доброльская Т.Г., Манучарова Н.А. Актиномицетные комплексы низинных торфяников // Почвоведение. 2022. № 8. С. 990–999.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22080020>
9. Гонгальский К.Б., Зайцев А.С., Коробушкин Д.И., Сайфутдинов Р.А., Язрикова Т.Е., Бенедиктова А.И., Горбунова А.Ю., Горшкова И.А., Бутенко К.О., Костина Н.В., Лапыгина Е.В., Кузнецова Д.М., Рахлеева А.А., Шахаб С.В. Разнообразие почвенной биоты на гарях южнотаежных лесов (на примере Тверской области) // Почвоведение. 2016. № 3. С. 388–397.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X16030047>
10. Гопп Н.В., Нечаева Т.В., Савенков О.А., Смирнова Н.В., Смирнов В.В. Методы геоморфометрии и цифрового картографирования для оценки пространственной изменчивости свойств агрогородной почвы склона // Почвоведение. 2017. № 1. С. 24–34.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17010087>
11. Горячин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О. Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19010040>
12. Доброльский Г.В., Геннадиев А.Н. Журналу “Почвоведение” – 105 лет // Научная книга. 2004. № 2. http://www.naukaran.ru/sb/2004_2/10.shtml
13. Докучаев В.В. Русский чернозем. М.–Л.: ОГИЗ–Сельхозгиз, 1936. 554 с.
14. Жидкин А.П., Смирнова М.А., Геннадиев А.Н., Лукин С.В., Заздравных Е.А., Лозбенев Н.И. Цифровое моделирование строения и степени эродированности почвенного покрова (Прокторовский район Белгородской области) // Почвоведение. 2021. № 1. С. 17–30.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21010159>
15. Журналу “Почвоведение” – 110 лет // Почвоведение. 2009. № 1. С. 5–7.
16. Заварзина А.Г., Данченко Н.Н., Демин В.В., Артемьевая З.С., Когут Б.М. Гуминовые вещества—гипотезы и реальность (обзор) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1449–1480.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21120169>
17. Иванов И.В., Русакова Е.А., Ковалев М.В. Павел Владимирович Отоцкий (1866–1954) – ученый и организатор в почвоведении // Почвоведение. 2019. № 1. С. 122–128.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19010076>
18. Кастанов А.Н., Вернюк Ю.И., Савин И.Ю., Щепотьев В.В., Докукин П.А., Шарычев Д.В., Ли К.А. Картографирование ручейковой эрозии пахотных почв по данным с беспилотных летательных аппаратов // Почвоведение. 2018. № 4. С. 506–512.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18040111>
19. Киришин В.И. Управление плодородием почв и продуктивностью агроценозов в адаптивно-ландшафтных системах земледелия // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1130–1139.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19070062>
20. Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Власов Д.В. Факторы накопления тяжелых металлов и металлоидов на геохимических барьерах в городских почвах // Почвоведение. 2015. № 5. С. 536–536.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15050032>
21. Красильников П.В., Таргульян В.О. На пути к “новой географии почв”: вызовы и решения (обзор) // Почвоведение. 2019. № 2. С. 131–139.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19020096>
22. Кудеяров В.Н. Современное состояние углеродного баланса и предельная способность почв к поглощению углерода на территории России // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1049–1049.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15090087>
23. Кураков А.В., Биланенко Е.Н. Динамика микробиоты при компостировании коровьего навоза и соломы // Почвоведение. 2023. № 4. С. 464–481.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22601542>
24. Лодыгин Е.Д., Безносиков В.А., Василевич Р.С. Парамагнитные свойства гумусовых веществ таежных и тундровых почв европейского Северо-Востока России // Почвоведение. 2018. № 8. С. 985–993.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18080075>
25. Манучарова Н.А., Ксенофонтова Н.А., Белов А.А., Каменский Н.Н., Арзамазова А.В., Зенова Г.М., и др. Прокариотный компонент нефтезагрязненной торфяной олиготрофной почвы при разном уровне минерального питания // Почвоведение. 2021. № 1. С. 80–89.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2101010X>
26. Мергелов Н.С. Почвы влажных долин в оазисах Ларсеманн и Вестфольль (земля принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида) // Почвоведение. 2014. № 9. С. 1027–1027.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14090093>
27. Минкина Т.М., Федоров Ю.А., Невидомская Д.Г., Польшина Т.Н., Манджиева С.С., Чаплыгин В.А. Тяжелые металлы в почвах и растениях устья реки Дон и побережья Таганрогского залива // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1074–1089.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17070061>

28. Можнечева Ю.В., Цветкова В.А. Библиометрический анализ почвоведения как научного направления // Почвоведение. 2020. № 6. С. 762–770. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2006009X>
29. Никитин Д.А., Иванова Е.А., Железова А.Д., Семенов М.В., Гаджиумаров Р.Г., Тхакахова А.К. и др. Оценка влияния технологии no-till и вспашки на микробиом южных агрочерноземов // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1508–1520. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20120084>
30. Никитин Д.А., Лысак Л.В., Бадмадашиев Д.В. Молекулярно-биологическая характеристика почвенного микробиома северной части архипелага Новая Земля // Почвоведение. 2022. № 8. С. 1035–1045. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22080135>
31. Никитин Д.А., Семенов М.В., Чернов Т.И., Ксенонфонтова Н.А., Железова А.Д., Иванова Е.А., и др. Микробиологические индикаторы экологических функций почв (обзор) // Почвоведение. 2022. № 2. С. 228–243. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22020095>
32. Прокофьева Т.В., Герасимова М.И. Городские почвы: диагностика и классификационное определение по материалам научной экскурсии конференции SUITMA-9 по Москве // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1057–1070. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18090095>
33. Пукальчик М.А., Терехова В.А., Карпухин М.М., Вавилова В.М. Сравнение элюатных и контактных методов биотестирования при оценке почв, загрязненных тяжелыми металл(оид)ами // Почвоведение. 2019. № 4. С. 507–514. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19040117>
34. Савин И.Ю., Жоголев А.В., Прудникова Е.Ю. Современные тренды и проблемы почвенной картографии // Почвоведение. 2019. № 5. С. 517–528. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19050101>
35. Семенов В.М., Когут Б.М., Зинякова Н.Б., Масютенко Н.П., Малюкова 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>
36. 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>
37. Торопкина М.А., Рюмин А.Г., Кечайкина И.О., Чуков С.Н. Влияние гуминовых кислот на метаболизм *Chlorella vulgaris* в модельном опыте // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1336–1343. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110120>
38. Трубецкой О.А., Трубецкая О.Е. Обратно-фазовая высокоэффективная жидкостная хроматография стабильных электрофоретических фракций почвенных гуминовых кислот // Почвоведение. 2015. № 2. С. 166–174. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15020124>
39. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Диагностические горизонты в классификации почв России: версия 2021 г. // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21080098>
40. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Предлагаемые изменения в классификации почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010087>
41. Чернов Т.И., Железова А.Д. Динамика микробных сообществ почвы в различных диапазонах времени (обзор) // Почвоведение. 2020. № 5. С. 590–600. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20050044>
42. Чернова О.В., Голозубов О.М., Алябина И.О., Щепащенко Д.Г. Комплексный подход к картографической оценке запасов органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2021. № 3. С. 273–286. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21030047>
43. Чуков С.Н., Лодыгин Е.Д., Абакумов Е.В. Использование ¹³C ЯМР-спектроскопии в исследовании органического вещества почв (обзор) // Почвоведение. 2018. № 8. С. 952–964. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18080026>
44. Шеин Е.В. Математические физические обоснованные модели в почвоведении: история развития, современное состояние, проблемы и перспективы (аналитический обзор) // Почвоведение. 2015. № 7. С. 816–816. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15070096>
45. Шеин Е.В., Болотов А.Г., Дембовецкий А.В. Гидрология почв агроландшафтов: количественное описание, методы исследования, обеспеченность почвенных запасов влаги // Почвоведение. 2021. V. 55. № 9. С. 1076–1084. <https://doi.org/0.31857/S0032180X21090070>
46. Delgado-Baquerizo M., Oliverio A.M., Brewer T.E., Benavent-González A., Eldridge D.J., Bardgett R.D., et al. A global atlas of the dominant bacteria found in soil // Science. 2018. V. 59(6373). P. 320. <https://doi.org/10.1126/science.aap9516>
47. Van Den Hoogen J., Geisen S., Routh D., Ferris H., Traunspurger W., Wardle D.A. et al., Soil nematode abundance and functional group composition at a global scale // Nature. 2019. V. 572(7768). P. 194–198. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1418-6>
48. Jia L., Wang W., Zvomuya F., He H. Trends in soil science over the past three decades (1992–2022) based on the scientometric analysis of 39 soil science journals // Agriculture. 2024. V. 14. P. 445. <https://doi.org/10.3390/agriculture14030445>

49. Phillips H.R., Guerra C.A., Bartz M.L., Briones M.J., Brown G., Crowther T. et al. Global distribution of earthworm diversity // *Science*. 2019. V. 366(6464). P. 480.
<https://doi.org/10.1126/science.aax4851>
50. Potapov A.M., Guerra C.A., van den Hoogen J., Babenko A., Bellini B.C., Berg M.P., et al. Globally invariant metabolism but density-diversity mismatch in springtails // *Nature Communications*. 2023. V. 14. P. 674.
<https://doi.org/10.1038/s41467-023-36216-6>
51. Rusakova E., Sukhacheva E., Hartemink A.E. Vasiliy Dokuchaev – A biographical sketch on the occasion of his 175th birthday // *Geoderma*. 2022. V. 412. P. 115718.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.115718>

125 Years of the Journal “Pochvovedenie”

**P. V. Krasilnikov^{1,*}, A. N. Gennadiev², M. I. Gerasimova², S. V. Goryachkin³,
 K. B. Gongalsky⁴, V. N. Kudeyarov⁵, T. M. Minkina⁶,
 I. Yu. Savin⁷, S. N. Chukov⁸, E. V. Shein¹, and A. S. Yakovlev¹**

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

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

³*Russia Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

⁴*Severtsov Institute of Ecology and Evolution of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119071 Russia*

⁵*Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

⁶*Ivanovsky Academy of Biology and Biotechnology, Southern Federal University, Rostov-on-Don, 344090 Russia*

⁷*Dokuchaev Soil Institute, Moscow, 119017 Russia*

⁸*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199178 Russia*

*e-mail: krasilnikov@soil.msu.ru

This year marks the 125th anniversary of the journal “Pochvovedenie” – the first journal in the world fully devoted to soil science. This is a unique journal, which was based on the fundamental ideas of genetic soil science, a science created by the Russian scientist V.V. Dokuchaev. The article summarizes the history of the journal, the stages of its development. The main topics and directions that have been developed in the journal over the last 5–10 years are disclosed, examples of the most interesting cited publications during this time are given. It is shown that the journal develops dynamically and harmoniously in current conditions.

Keywords: history of soil science, V.V. Dokuchaev, P.V. Ototsky, priorities of scientific research

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ И БАЗОВЫЙ УРОВЕНЬ
ОРГАНИЗАЦИИ НАЗЕМНОГО МОНИТОРИНГА
СОДЕРЖАНИЯ И ЗАПАСОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА
В ПАХОТНЫХ СВЕТЛО-КАШТАНОВЫХ ПОЧВАХ,
ВОЛГОГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ

© 2024 г. Н. Б. Хитров^{a,*} (<https://orcid.org/000-0001-5151-5109>), И. Н. Горохова^a,
В. В. Иванова^a, Е. И. Кравченко^a (<https://orcid.org/0000-0003-4609-5650>),
Н. Г. Круглякова^{a, b}, Л. В. Роговнева^a,
Д. И. Рухович^a (<https://orcid.org/0000-0002-8002-0698>)

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

^bВсероссийский научно-исследовательский институт орошаемого земледелия –
филиал Федерального научного центра гидротехники и мелиорации имени А. Н. Костякова,
ул. им. Тимирязева, 9, Волгоград, 400002 Россия

*e-mail: khitrovn@yandex.ru

Поступила в редакцию 02.06.2024 г.

После доработки 18.06.2024 г.

Принята к публикации 26.07.2024 г.

Для тестового полигона мониторинга на территории опытной станции “Орошаляемая” в Волгоградской области (Россия) на юге Приволжской возвышенности представлены числовые значения оценок базового уровня содержания, запасов органического углерода (C_{opr}), плотности почв, показателей их пространственного варьирования и дифференцированного вертикального распределения в пределах слоя 0–40 см, охватывающего весь гумусовый слой. Указанные показатели характеризуют пашню в севообороте на богаре и на орошении и 50-летнюю залежь на семи динамических площадках со светло-каштановыми почвами, имеющими два типа строения профиля: Р–ВМК–ВСAnc (агрокаштановыми почвами) и Рса–ВСAnc (агроземами аккумулятивно-карбонатными) среднесуглинистыми на палево-бурых опесчаненных суглинках (Haplic Kastanozem (Loamic, Aric)). Для выбора объектов мониторинга были использованы карта коэффициентов мультивременной линии почв, ретроспективный анализ данных дистанционного зондирования за 40 лет и почвенное обследование. Каждая динамическая площадка 30 × 30 м представлена девятью индивидуальными точками с дифференцированным отбором образцов по глубине тонкими слоями по 5 или 10 см. Коэффициент вариации в пространстве увеличивается от 5–10 до 30–40% по мере увеличения глубины слоя. На пашне обосновано равномерное вертикальное распределение содержания C_{opr} в пределах пахотного слоя. На залежи восстанавливается аккумулятивный тип вертикального распределения с максимумом C_{opr} возле поверхности в светлогумусовом постагрогенном горизонте с дерниной. Полученные оценки содержания и запасов C_{opr} сопоставимы с имеющимися материалами по светло-каштановым почвам междуречья Волги и Дона. Выбранные объекты являются представительными для ведения мониторинга. Для слоя 0–30 см минимальная значимая разность запасов C_{opr} в среднем составляет 3.4 т/га при вариации от 2.7 до 4.6 т/га. На сравнение запасов C_{opr} разных динамических площадок существенное влияние оказывает вертикальное распределение плотности почвы, зависящее от антропогенных воздействий.

Ключевые слова: агрокаштановые почвы, агроzemы аккумулятивно-карбонатные, богара, орошение, залежь, солонцеватые почвы

DOI: 10.31857/S0032180X24120028, **EDN:** JDWGHP

ВВЕДЕНИЕ

В последнее столетие на основе регулярных метеорологических наблюдений регистрируют повышение средней глобальной температуры воздуха и изменение климата Земли [8, 22, 24]. Среди большого числа причин, влияющих на климат, регистрируемые изменения климата многие исследователи объясняют увеличением концентрации парниковых газов (CO_2 , CH_4 , окислов азота) в атмосфере [19, 59], которое через глобальный цикл углерода, затрагивает все остальные компоненты геосистемы: гидросферу, литосферу, биосферу, педосферу, а в современных условиях и техносферу. В связи с этим появилась заинтересованность мирового сообщества в низкоуглеродном развитии экономики. В настоящее время результаты мониторинга климатически активных веществ в атмосфере на территории Российской Федерации, осуществляемого Росгидрометом, систематизируются в Национальном кадастре антропогенных выбросов [27]. По распоряжению правительства ведется разработка системы мониторинга и учета данных о потоках парниковых газов и углеродного цикла в наземных экосистемах Российской Федерации.

В мировой практике и научных исследованиях для оценки изменения содержания и запасов C_{opr} в почвах используют несколько подходов [87]: (1) длительные полевые опыты (long-term terrestrial soil experiments) [13, 32, 33, 64, 65, 77]; (2) хроноряды [3, 7, 18, 31, 34, 45–47, 56, 67]; (3) парные сравнения видов землепользования [44, 54, 73, 74]; (4) сети мониторинга [21, 62, 69, 71, 88]; (5) моделирование процессов преобразования органических веществ в почве [25, 26, 30, 50, 46, 61]; (6) цифровые методы картографирования [66, 70, 72, 75, 79, 80, 83].

Выполнено несколько обзоров с метаанализом влияния изменения вида использования земель или разных технологий возделывания культур на содержание и запасы C_{opr} в почвах [43, 48, 54, 55, 58, 68, 89, 91].

Согласно протоколу для измерения, мониторинга, доклада и верификации содержания почвенного органического углерода (C_{opr}) в агроландшафтах [52], считается необходимым оценивать изменение содержания C_{opr} в почве на основе прямого отбора образцов почвы и химического определения C_{opr} в них в разные сроки. Для почв характерна изменчивость C_{opr} в пространстве и во времени [40]. Существующие оценки многолетнего тренда изменения C_{opr} в почвах обычно находятся в пределах до 0.07 абс. %/год по содержанию C_{opr} и до 0.5 т/(га год) по запасам C_{opr} [25, 33, 49, 50, 53]. Величина годового прироста содержания C_{opr} в почве сопоставима или меньше аналитической воспроизводимости используемых методов, заметно меньше амплитуды сезонной динамики и еще меньше по сравнению с пространственной вариабельностью

рассматриваемых показателей [40]. Следствием этого положения является необходимость создания сети закрепленных в пространстве динамических площадок небольшого размера, предназначенных для последовательного накопления хронологического ряда данных о содержании и запасах C_{opr} на основе периодического отбора образцов почвы, учитывающего пространственную изменчивость измеряемых показателей.

Сравнение потенциального изменения содержания и запасов C_{opr} во времени с возможностью их обоснования прямыми наземными измерениями приводит к заключению о целесообразности повторных измерений C_{opr} на тех же динамических площадках с периодичностью минимум 5 лет, в идеале 10–20 лет [40, 84–86].

Почвы сухостепной подзоны, представленные каштановыми солонцовыми комплексами и массивами солонцеватых и несолонцеватых темно-каштановых, каштановых и светло-каштановых почв, выделяемых в классификации почв СССР [12], широко используются в сельском хозяйстве, в том числе в пашне. Солонцы и солонцеватые почвы обладают свойствами, снижающими плодородие почв и урожайность выращиваемых культур. Во второй половине XX в. были разработаны и применены на больших территориях приемы мелиорации солонцовых комплексов. Это привело к заметному преобразованию почвенного покрова. В классификации почв России [11, 23] был создан подход, позволяющий учитывать степень антропогенного преобразования разных почв. Он основан на выделении особых агрогоризонтов, наряду с природными разными гумусовыми горизонтами, и общем изменении строения почвенного профиля. По отношению к солонцам в классификации почв России [11, 23] предусмотрены как природные типы, так и несколько типов агросолонцов, а также агроземы солонцовые. Для каштановых почв, выделяемых в классификации почв СССР [12], в классификации почв России [11, 23] был предусмотрен только природный тип “каштановые” со светло-гумусовым (AJ), ксерометаморфическим (ВМК) и аккумулятивно-карбонатным горизонтами в отделе аккумулятивно-карбонатных малогумусных почв. При этом считалось, что “Среди почв отдела не выделяются агропочвы, поскольку при распашке естественных почв их верхние диагностические горизонты трансформируются в агрогоризонты, и почвы относятся к отделу агроземов” [11, с. 156; 23, с. 99]. В действительности в ходе полевых исследований неоднократно отмечалось [63], что на пашне часто встречаются два типа почвенных профилей Р–ВМК–ВСАнс и Рса–ВСАнс, которые по классификации почв СССР [12] относятся к светло-каштановым пахотным почвам. Второй из них (Рса–ВСАнс), в строгом соответствии с классификацией почв России [11, 23], является агроземом

аккумулятивно-карбонатным. А первый (Р-ВМК-BCAnс), в соответствии с логикой этой классификации [11], следует относить к агрокаштановым почвам, что не было предусмотрено в первых двух версиях [11, 23]. Указанные изменения планируется отразить в следующем издании классификации.

Цель работы – представить методические подходы организации наземного мониторинга и результаты оценки базового (начального) уровня содержания и запасов $C_{оп}$ на семи динамических площадках в агрокаштановых почвах и агроземах аккумулятивно-карбонатных в условиях многолетней залежи и пашни на богаре и при орошении на опытной станции “Орошаемая” в Волгоградской области.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являются почвы и сельскохозяйственные угодья опытной станции “Орошаемая” – филиала Федерального государственного бюджетного научного учреждения Федеральный научный центр гидротехники и мелиорации имени А.Н. Костякова (рис. 1). Общая площадь землепользования – 3644 га, из которых сельскохозяйственные угодья занимают 3552 га. Площадь пахотных земель – 2575 га, в составе которых 1379 га орошаемых [57]. С 1967 по 2021 гг. территория считалась опытно-производственным хозяйством Всероссийского научно-исследовательского института орошаемого земледелия (ВНИИОЗ).

Агроклиматические ресурсы территории характеризуются недостаточностью увлажнения, высокой температурой воздуха и почвы, сильными ветрами. По агроклиматическому районированию Волгоградской области опытная станция относится к очень теплому району резко засушливой области IIIb [35], по классификации Кёппена–Гейгера [76] – класс Dfa. Среднегодовая температура воздуха колеблется в пределах +7.6...+8.5°C, минимальная среднемесячная температура в январе –9.6°C, максимальные – в июле–августе составляют +24.8°C. Сумма осадков за год за последние 5 лет: среднее – 404 мм, максимальное – 484 мм; минимальное – 311 мм; за последние 30 лет: среднее – 395 мм; максимальное – 580 мм; минимальное – 250 мм. Сумма осадков за вегетационный период за последние 5 лет: 227 мм; максимальное – 241 мм, минимальное – 176; за последние 30 лет: 218 мм; максимальное – 424 мм, минимальное – 89 мм. Коэффициент увлажнения в среднем за последние 5 лет 0.33 и 30 лет – 0.39; гидротермический коэффициент Селянинова в среднем за последние 5 лет – 0.45, за последние 30 лет – 0.48. Годовая сумма температур выше 5°C за последние 5 лет – 4116°C, за последние 30 лет – 3930°C; годовая сумма температур выше 10°C за последние 5 лет – 3830°C, за последние 30 лет – 3650°C.

Опытная станция “Орошаемая” расположена на юго-западном склоне Приволжской возвышенности в 18–20 км к западу от Волгограда. Южная граница земель хозяйства примыкает к Волго-Донскому судоходному каналу между Варваровским и Береславским водохранилищами.

В геоморфологическом отношении земли хозяйства размещены в Приволжской возвышенной провинции, где в составе аккумулятивно-денудационной южной ее части выделяется Юго-Западный подрайон низких плато и террас с плоскогористым рельефом. Именно в этой части плосковыпуклые водоразделы переходят в склоны долины р. Червлена (в настоящее время – меандры этой реки, затоплены водами Варваровского и Береславского водохранилищ Волго-Донского судоходного канала) и балок Песчаная и Карповка (рис. 1b).

В литологическом отношении территория неоднородна. Почвообразующими породами являются преобладающие палево-бурые четвертичные опесчаненные суглинки с линзами песка и супеси на глубине 1.5–3 м, разные двучленные отложения, представленные указанными выше суглинками, подстилаемыми с 50–120 см песками разного цвета и карбонатности, супесями и слоистыми песчано-суглинистыми отложениями, а также выходящими на дневную поверхность щебнисто-суглинисто-песчаными и щебнисто-суглинистыми отложениями с фрагментами опоки [6, 9].

Территория опытной станции относится к субхолодной природной зоне с развитием светло-каштановых солонцовых комплексов на водораздельных склоновых поверхностях, большая часть которых используется в сельском хозяйстве [6, 10].

На орошаемых землях хозяйства применялись четырех-, пяти-, шести-, семи- и восьмипольные схемы севооборотов зерно-кормового направления [5, 17, 36]. Они включали озимую пшеницу, люцерну нескольких лет жизни, яровую пшеницу, озимую пшеницу + горохово-подсолнечниковую смесь, кукурузу на силос. На богарных землях возделывают озимую пшеницу, яровой ячмень, судансскую траву, подсолнечник, используют черный пар.

Согласно архивной почвенной карте масштаба 1:25 000, составленной ГИПРОЗЕМом в 1976 г., преобладающими были светло-каштановые солонцеватые и несолонцеватые суглинистые почвы в комплексе с каштановыми степными солонцами на водоразделе и склонах, луговато- и лугово-каштановыми почвами в западинах и ложбинах; в лощинах и отвершках балок – комплексы намытых почв, в долине Балки Песчаной – аллювиальные почвы. В течение последнего полувека почвенный покров подвергся преобразованию под влиянием испытания и эксплуатации разных способов и техники

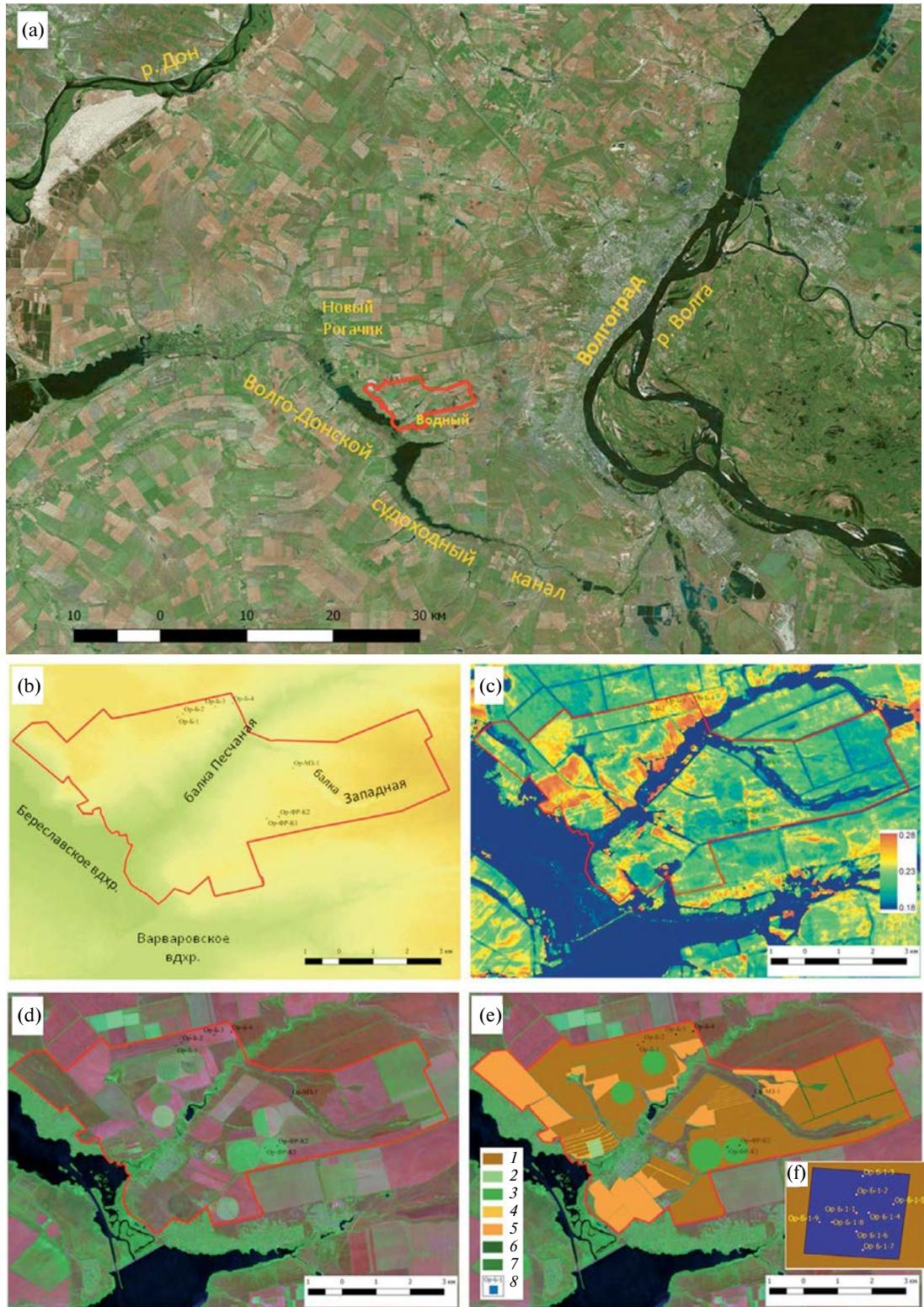


Рис. 1. Положение тестового полигона и динамических площадок: (а) – границы опытной станции “Орошаемая” (красная линия); (б) – рельеф SRTM; (в) – карта коэффициента C мультивременной линии почв; (г) – космический снимок Sentinel 13.08.2019 г.; (д) – схема сельскохозяйственных угодий в 2023 г.: 1 – пашня, богара; 2 – пашня, орошение, опытные участки; 3 – пашня, орошение, дождевальные машины “Фрегат”, производственные посевы; 4 – разного рода разделители на полях; 5 – залежь; 6 – лесополосы; 7 – тростники; 8 – динамическая площадка и ее номер; (е) – пример расположения и номера индивидуальных точек опробования на динамической площадке.

орошения и сопутствующих агротехнических и мелиоративных воздействий. В текущее время основной способ орошения – дождевание “Фрегатами” или дождевальными установками барабанного типа. Большая часть территории опытной станции представлена пашней. По классификации почв СССР [12] к указанным выше названиям почв добавляются определения: “пахотная”, “орошаемая”, “смытая”. Современный почвенный покров представлен почвенными комбинациями в виде вариаций, вариаций-сочетаний, мозаик и комплексов, которые, согласно логике построения классификации почв России [11], включают агрокаштановые солонцеватые почвы, агроземы аккумулятивно-карбонатные солонцеватые и несолонцеватые, агроземы глинисто-иллювиальные, агросолонцы, агроземы без срединных горизонтов, а также стратоземы и разные стратифицированные (намытые, насыпаные или натащенные) почвы в разных соотношениях. По международной классификации WRB [60] это Haplic or Luvic Kastanozem (Aric, Loamic), Haplic Solonetz (Aric, Loamic, Cutanic).

Оценка базового уровня мониторинга содержания, запасов органического углерода и характеристик их варьирования в пространстве и по глубине в почвах сельскохозяйственных угодий осуществлена на серии динамических площадок. Основное назначение динамических площадок – получение локальных оценок изменения содержания и запасов органического углерода во времени в конкретной почве или почвенной комбинации для конкретной технологии использования сельскохозяйственного угодья на основе прямых измерений. Кроме того, используя дифференцированный отбор образцов почв по глубине, на уровне динамической площадки по результатам одного начального срока измерений возможно делать предварительные заключения о способности той или иной технологии выполнять углерод-секвестрирующую функцию в почве.

Для выбора положения динамических площадок мониторинга содержания и запасов органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в почвах опытной станции в условиях пашни на богаре и орошении был выполнен ретроспективный анализ землепользования [15] на основе методики, разработанной в лаборатории почвенной информатики ФИЦ Почвенный институт им. В.В. Докучаева [1, 29]. Использованы космические снимки Landsat и Sentinel с 1973 по 2023 гг. разных сезонов, наземная оценка фактического состояния угодий в 2020–2023 гг., информация о виде угодий в публикациях сотрудников ВНИИОЗа и консультации гидротехников опытной станции. В QGIS создан векторный слой состояния земельных угодий в разные периоды. Выявлено 9 вариантов смены угодий во времени: 1 – богара постоянно с 1970 г.; 2 – богара → орошение → богара; 3 – орошение → богара; 4 – богара →

орошение; 5 – орошение → богара → орошение; 6 – орошение → богара → залежь; 7 – богара → залежь; 8 – залежь постоянно с 1970 г.; 9 – не используемые в последние годы земли.

Выбраны три вида угодий с длительностью однотипного использования более 30 лет для ведения мониторинга (рис. 1e): (1) пашня с традиционной системой обработки почвы, включающей вспашку с оборотом пласта на глубину от 22 до 35 см под разные культуры в севообороте в условиях сухого земледелия (богара) постоянно с 1970 г. и, с высокой вероятностью, с еще более раннего срока; (2) пашня также с традиционной системой обработки почвы в условиях орошения с 1973 г., включая полив дождевальной машиной “Фрегат” с 1988 г.; (3) многолетнюю залежь с типчаково-ковыльной растительной ассоциацией по меньшей мере с 1970 г. (энтомологи ВНИИОЗа ее считают целиной [14]). Все участки с 7 динамическими площадками имеют уклон не более 1°, почвообразующие породы в виде палево-бурых средних суглинков мощностью от 2.5 до 3.5 м и более, светло-каштановые почвы по классификации почв СССР [12]. Почвы различаются по строению профиля (см. раздел Результаты).

При определении положения динамической площадки в пространстве использовалась общая информация о почвах и почвенных комбинациях на опытной станции, основанная на 342 почвенных разрезах, выполненных в период 2019–2023 гг., рельеф, карта коэффициента C мультивременной линии почв (рис. 1c), созданная на основе больших спутниковых данных открытой поверхности почв [81, 82], и наземное опробование вскипания почвы от HCl с дневной поверхности. В полевых условиях перед закладкой динамической площадки оценивали относительную качественную однородность участка по вскипанию от HCl с поверхности в радиусе 25–30 м от центральной точки, т.е. на существенно большей площади (в 4 раза по площади и в 2 раза по радиусу), по сравнению с размером самой площадки (30×30 м). Это сделано с целью возможного потенциального смещения центра площадки за счет погрешности определения географических координат приемниками GPS-GLOAS, составляющей ± 15 м при измерениях в разные периоды во времени, даже в течение суток. Расположение динамических площадок представлено на рис. 1, их краткая общая характеристика – в табл. 1.

Методика отбора образцов для определения запасов углерода. Каждая динамическая площадка имеет размер 30×30 м и включает 9 индивидуальных точек опробования, расположенных крестом. Расстояние между соседними точками вдоль луча 7 м. В каждой из 9 точек выполнен дифференцированный отбор образцов почв по глубине тонкими слоями толщиной 5–10 см на содержание

Таблица 1. Общая характеристика динамических площадок (отбор 8–12 июля и 24 августа 2023 г.)

Номер	Угодье	Рельеф	Высота, м	Растительность	Почвенный покров и почвообразующие породы
Ор-Б-1	Пашня, богара	Ровный приводо-раздельный склон юго-восточной экспозиции, уклон до 1°	116	Стерня озимой пшеницы и сорная растительность	K-1977: светло-каштановые солонцеватые пахотные среднесуглинистые почвы на палево-бурых суглинках; PK-2004(22): агрокаштановые солонцеватые сегрегационные высоковскрывающие глубоко гипсодержащие среднесуглинистые на палево-бурых суглинках; WRB: Haplic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Bathygypsic)
Ор-Б-2	Пашня, богара	Ровный приводо-раздельный склон юго-восточной экспозиции, уклон 1°	122	Стерня озимой пшеницы и сорная растительность	K-1977: светло-каштановые солонцеватые пахотные среднесуглинистые почвы на палево-бурых суглинках; PK-2004(22): агрокаштановые солонцеватые сегрегационные высоковскрывающие глубоко гипсодержащие среднесуглинистые на палево-бурых суглинках; WRB: Haplic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Bathygypsic)
Ор-Б-3	Пашня, богара	Общий склон восточной экспозиции, слабовыпуклый широкий гребень между верховьями двух разветвленных систем ложбин	110	Стерня озимой пшеницы и сорная растительность	K-1977: светло-каштановые пахотные слабосмытые карбонатные среднесуглинистые почвы на палево-бурых суглинках; PK-2004(22): агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные агроабрадированные гипсодержащие профильно-вскрывающие среднесуглинистые на палево-бурых суглинках; WRB: Calcic Kastanozem (Aric, Loamic, Endogypsic)
Ор-Б-4	Пашня, богара	Общий склон восточной экспозиции, слабовыпуклый широкий гребень между верховьями двух разветвленных систем ложбин	92	Стерня озимой пшеницы и сорная растительность	K-1977: светло-каштановые пахотные слабосмытые карбонатные среднесуглинистые почвы на палево-бурых суглинках; PK-2004(22): агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные агроабрадированные глубоко гипсодержащие профильно-вскрывающие среднесуглинистые на палево-бурых суглинках; WRB: Haplic Kastanozem (Aric, Loamic, Bathygypsic)

Окончание табл. 1

Номер	Угодье	Рельеф	Высота, м	Растительность	Почвенный покров и почвообразующие породы
Ор-ФР-К1	Пашня, орошение, дождевальная машина “Фрегат”	Слабовыпуклая приводораздельная поверхность между ложбинами	108	Кукуруза на силос	K-1977: светло-каштановые солонцеватые пахотные орошаемые слабосмытые карбонатные среднесуглинистые почвы на палево-бурых суглинках; PK-2004(22): агроземы аккумулятивно-карбонатные солонцеватые сегрегационные агроабрадированные глубоко гипсодержащие профильно-вскипающие среднесуглинистые на палево-бурых суглинках; WRB: Haplic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Bathygypsic)
Ор-ФР-К2	Пашня, орошение, дождевальная машина “Фрегат”	Пологий склон северо-западной экспозиции	109	Кукуруза на силос	K-1977: светло-каштановые солонцеватые пахотные орошаемые слабосмытые карбонатные среднесуглинистые почвы на палево-бурых суглинках; PK-2004(22): агроземы аккумулятивно-карбонатные солонцеватые сегрегационные агроабрадированные глубоко гипсодержащие профильно-вскипающие среднесуглинистые на палево-бурых суглинках; WRB: Haplic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Bathygypsic)
Ор-М3-1	Залежь более 50 лет	Пологий склон восточной экспозиции в 100 от бровки балки Западной	102	Ковыль (<i>Stipa capillata</i>), типчак (<i>Festuca valesiaca</i>), редко полынь (<i>Artemisia sp.</i>), мятылик луковичный (<i>Poa bulbosa</i>), ромашник (<i>Tanacetum achilleifolium</i>)	K-1977: светло-каштановые солонцеватые среднесуглинистые почвы на палево-бурых суглинках; PK-2004(22): агрокаштановые постагрогенные солонцеватые срединно-вскипающие глубоко-гипсодержащие дернинные среднесуглинистые на палево-бурых суглинках; WRB: Haplic Kastanozem (Loamic, Protosodic, Bathygypsic)

органического углерода [37], морфологическое описание почвенного профиля и идентификация почв по трем классификациям почв: СССР (далее К-1977) [12], России (далее PK-2004(22)) [11, 24, 38, 39] и международной (далее WRB) [60]. Основная схема отбора образцов: 0–5, 5–10, 10–20, 20–30, 30–40 см. На площадках Ор-Б-1, Ор-Б-2 и Ор-Б-3 дополнительно дифференцирован слой 20–30 см

на две части 20–25 и 25–30 см по нижней границе пахотного горизонта, составляющей на площадках 25–26 см. На 50-летней залежи с типчаково-ковыльным растительным покровом, отчетливой нижней границей бывшего пахотного горизонта на глубине 22 см и появлению вскипания от HCl с 32 см схема изменена: 0–5, 5–10, 10–22, 22–32, 32–40 см. При сравнении динамических площадок

между собой данные, полученные по индивидуальным схемам отбора по глубине, преобразовали к единой основной схеме с фиксированными границами слоев 0–5, 5–10, 10–20, 20–30, 30–40 см, получая взвешенную по мощности слоя величину соответствующего показателя.

В центральной точке помимо отбора образцов на содержание органического углерода по тем же слоям определяли плотность почвы в 5-кратной повторности. Объем режущего полого цилиндра 212 см³ (высота 4 см, диаметр 8.22 см). Расстояние между цилиндрами 6–10 см вдоль подготовленной горизонтальной площадки на глубине, соответствующей верхней границе или центральной части анализируемого слоя. Всего на одной динамической площадке отбирали 45 или 54 индивидуальных образцов на содержание органического углерода (9 точек по 5(6) глубинам), 25 или 30 образцов на плотность и влажность почв (5 повторений на 5(6) глубинах).

Содержание общего углерода ($C_{общ}$, %) во всех образцах определяли методом сухого сжигания на анализаторе Метавак CS производства ООО НПО Эксан, Россия. Исследованные почвы содержат карбонаты, поэтому содержание органического углерода ($C_{опр}$, %) рассчитывали по разности:

$$C_{опр} = C_{общ} - C_{карб},$$

где $C_{карб}$ – содержание углерода карбонатов, полученное методом Козловского [28] с расчетом именно содержания углерода.

В июле и августе 2023 г. заложено 7 динамических площадок наземного мониторинга на разных сельскохозяйственных угодьях и почвах после уборки культур, предполагая равновесную плотность почв (табл. S1). На орошаемом поле уборку кукурузы на силос в хозяйстве производят во второй половине августа, на бояре уборку озимой пшеницы – во второй половине июля.

Запасы $C_{опр}$ в отдельных слоях рассчитывали по уравнению:

$$St.SOC = C h \rho ,$$

где St.SOC – запас углерода в отдельном слое, т/га; C – содержание органического углерода в слое почвы, %; h – мощность слоя, см; ρ – плотность слоя почвы, г/см³.

Для обобщенных слоев 0–10, 0–20, 0–30, 0–40 см величина запасов органического углерода почвы равна сумме запасов углерода составляющих отдельных слоев.

Для каждой динамической площадки получали характеристики общей статистики (1) плотности почвы в отдельном слое; (2) содержания $C_{опр}$ в отдельном слое; (3) запасов $C_{опр}$ в отдельном слое;

(4) запасов $C_{опр}$ в обобщенном слое увеличивающейся мощности; (5) разности содержания $C_{опр}$ между соседними слоями в каждой точке; (6) разности содержания $C_{опр}$ между поверхностным слоем 0–5 см и последовательно отдельными нижележащими слоями в отдельной точке. Общая статистика включала оценку соответствия статистического распределения нормальному закону по критерию Уилка–Шапиро, объем выборки, среднее арифметическое, среднеквадратическое отклонение, асимметрию, эксцесс; минимум, нижний quartиль, медиану, верхний quartиль, максимум. Сравнение средних значений показателей разных динамических площадок выполняли по критерию Стьюдента, дисперсий – по критерию Фишера. Расчеты выполнены в MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Почвы на динамических площадках относятся к подтипу светло-каштановых почв по К-1977 и имеют опесчаниенный среднесуглинистый гранулометрический состав с содержанием ила (<1 мкм) 25–30%, крупной пыли (10–50 мкм) 16–25%, мелкого песка (50–250 мкм) 16–35% и среднего песка (250–500 мкм) 6–15%. В соответствии со строением почвенного профиля динамические площадки характеризуют два типа почв по РК-2004: агрокаштановые почвы с профилем Р–ВМК–ВСАнс–ВСса и агроземы аккумулятивно-карбонатные с профилем Рса–ВСАнс–ВСса. В типе агроземов исчез ксерометаморфический горизонт ВМК в результате мелиоративных вспашек до глубины 30 см, эрозионных потерь материала поверхности слоя и постепенной припашки верхней части аккумулятивно-карбонатного горизонта ВСАнс с белоглазкой.

На 50-летней залежи с типчаково-ковыльной растительностью, которую по растительному покрову иногда называют целиной, почвенный профиль имеет формулу (в круглых скобках глубина нижней границы горизонта в центральной точке на динамической площадке) AJrz,pa(5)–Ppa,rz(22)–BMKsn(32(34))–Bca,sn(40)–BCAnс,sn(50)–BCAnс(85)–BCsa(102)–Cca,cs(295+). В почве ясно прослеживается ровная нижняя граница бывшего пахотного горизонта на глубине 22 см по изменению цвета между горизонтами Ppa,rz и BMKsn, формы почвенных агрегатов, обнаружению редких антропогенных артефактов (рис. S2). Эта граница во всех 9 точках площадки Ор-МЗ-1 оказалась равна 22 см без вариаций. Длительное произрастание дерновинных злаков привело к формированию дернины (признак rz) в пределах всего бывшего пахотного горизонта. Возле дневной поверхности дернина наиболее густая. Это обеспечило сильное преобразование верхней части пахотного горизонта в светлогумусовый горизонт AJrz,pa с редкими

остаточными признаками бывшей пахоты (признак pa — постагрогенный). Мощность гор. AJrz,pa варьирует в интервале от 5 до 7 см с медианой 5 и средним арифметическим 5.7 см.

Сохранившаяся часть ксерометаморфического горизонта BMKsn со слабыми признаками солонцеватости в виде редких гумусово-глинистых кутан на боковых гранях призматических агрегатов (признак sn) имеет мощность от 10 до 12 см, в среднем 11 см с нижней границей на глубине 32–34 см, значение которой приблизительно соответствует нижнему квартилю кумулятивного распределения этой величины в срединно-вскипающих агрокаштановых почвах опытной станции [63]. Причем вариация глубины нижней границы BMKsn в пределах почвенного разреза в центральной точке совпада с общей вариацией этого показателя на всей динамической площадке. Эта граница соответствует глубине вскипания в почвах площадки Ор-М3-1. Признаки солонцеватости прослеживаются до глубины около 50 см, охватывая верхнюю часть карбонатных горизонтов. Мощность аккумулятивно-карбонатного горизонта BCAnc с белоглазкой составляет 45–50 см, что соответствует центральной части кумулятивного распределения этого показателя в почвах опытной станции “Орошаемая” в пределах между персентилями 40 и 60% [63].

Две динамические площадки на богаре (Ор-Б-1 и Ор-Б-2) характеризуют агрокаштановые солонцеватые срединно-вскипающие среднесуглинистые почвы на палево-бурых опесчаненных суглинках с профилем в центральных точках Р1(5)–Р2(10)–Р3(26)– $\text{BMKca,sn}(35)$ – $\text{Bca}(38)(40)$ – $\text{BCAnc}(66)$ – $\text{BCca}(106)$ – $\text{BCca,cs}(136)$ – $\text{Cca,cs}(216)$ – $\text{2C2ca,q}(246)$ – $\text{3C3ca,cs}(266+)$ на Ор-Б-1-1 и Р1(5)–Р2(10)–Р3(15)–Р4(22)–Р5pb(26)– $\text{BMKsn}(32)(35)$ – $\text{BMKca,sn}(39)(40)$ – $\text{BCAnc}(72)$ – $\text{BCca}(122)$ – $\text{Cca,cs}(257+)$ на Ор-Б-2-1 (рис. S3). Средняя мощность пахотного горизонта составляла 25–26 см, что определило необходимость раздельного анализа слоев 20–25 и 25–30 см, представленных разными горизонтами Р и ВМК. Пространственная вариация на площадках глубины границ верхних горизонтов сравнительно небольшая, абсолютные значения среднеквадратического отклонения составляют 1–3 см, коэффициент вариации 2–10% (табл. 2). Для горизонтов малой мощности (до 10 см) коэффициент вариации возрастает до 25%.

В агрокаштановых почвах многолетней залежи и на богаре поверхностные горизонты выщелочены от карбонатов кальция. Сплошное вскипание от HCl начинается с глубины от 25 до 38 см, ему соответствует содержание CaCO_3 от 0.5 до 1%, возрастаю через 10–15 см до содержания 2–4% и достигая 8–15% в верхней части горизонта BCAnc (рис. 2а–2с).

Агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные профильно-вскипающие на богарной (Ор-Б-3 и Ор-Б-4) и орошающей (Ор-ФР-К1 и Ор-ФР-К2) пашне имеют очень близкие морфометрические характеристики верхних горизонтов (рис. S4, S5). С этих позиций их можно считать аналогами. Для этих почв характерно сильное сплошное вскипание с дневной поверхности и по всему почвенному профилю. В пахотных горизонтах в среднем содержится 2–4% CaCO_3 . В аккумулятивно-карбонатном горизонте BCAnc , который начинается непосредственно от нижней границы пахотного горизонта, содержание CaCO_3 сильно варьирует как в пределах отдельных площадок, так и на разных площадках (рис. 2d–2g). Среднеквадратическое отклонение содержания CaCO_3 на отдельных площадках изменяется от 2.8 до 6.5%, коэффициент вариации – от 13 до 56%, среднее содержание 11.5–12.5 на трех площадках и 21% на одной (Ор-Б-3). Это означает, что в почвах площадки Ор-Б-3 есть горизонт calcic (содержание $\text{CaCO}_3 > 15\%$) по WRB, а в названии почв используется главный квалификатор Calcic. Остальные почвы имеют главный квалификатор Haplic.

В почвах на всех площадках есть горизонты со скоплениями прожилок мелкокристаллического гипса, верхняя граница которых начинается от 90 до 155 см (рис. 3). На трех площадках (Ор-Б-1, Ор-Б-4 и Ор-ФР-К1) почвы глубокосолончаковые слабозасоленные сульфатно-натриевого или хлоридно-сульфатного натриевого химизма с гипсом. Почвы на залежи (Ор-М3-1) глубокослабозасоленные сульфатно-натриевые с гипсом. Остальные три площадки (Ор-Б-2, Ор-Б-3 и Ор-ФР-К2) не имеют засоления по формальным критериям, хотя активность ионов натрия в этих почвах составляет 5–15 ммол/л при влажности 40 мас. %, что соответствует содержанию водорастворимого натрия 0.2–0.6 смоль(экв)/кг. Орошаемые почвы имеют еще одну особенность солевого состава. В пахотных горизонтах активности ионов Cl^- и Na^+ соответствуют содержанию этих ионов в поливной воде, вызывая вторичное осолонцевание и накопление обменного натрия до 5–8% от емкости катионного обмена.

Почвы на площадках имеют разный вертикальный профиль распределения плотности (табл. 3) при общей тенденции более низкой плотности ближе к поверхности. В орошаемых почвах пахотные горизонты уплотнены до 1.3–1.37 г/см³, в богарных почвах плотность ближе к оптимуму 1.1–1.15 г/см³ в слое до глубины 10 см, но заметно возрастает до 1.3–1.4 г/см³ в слое 10–25 см (нижняя часть пахотного горизонта). Карбонатные горизонты средней части профиля во всех почвах отличаются высокой плотностью 1.35–1.48 г/см³.

Пространственное варьирование содержания C_{opr} в пахотных почвах динамических площадок увеличивается по мере углубления слоя. Абсолютные

Таблица 2. Статистическая характеристика глубины и мощности верхних горизонтов на динамических площадках ($n = 9$)

Площадка	Показатель почвы*	Значение статистического показателя*					
		min	med	max	M	SD	V, %
Ор-М3-1	AJrz, см	5	5	7	5.7	0.9	15.8
	BMK down, см	32	33	34	33.2	0.8	2.4
	M BMK, см	10	11	12	11.2	0.8	7.1
	Гвск, см	32	33	34	33.2	0.8	2.4
Ор-Б-1	Гвск, см	26	35	38	33.7	3.3	9.8
	P down, см	25	25	30	25.7	1.7	6.6
	BMK down, см	32	35	38	34.7	1.7	4.9
	M BMK, см	5	9	13	9.0	2.2	24.4
Ор-Б-2	Гвск, см	28	34	35	33.2	2.0	6.0
	P down, см	25	26	26	25.6	0.5	2.0
	BMK down, см	33	34	40	34.7	2.1	6.1
	M BMK, см	7	8	14	9.0	2.1	23.3
Ор-Б-3	P down, см	28	32	35	32.3	2.3	7.1
	M pb, см	5	15	25	15.9	6.1	38.4
	D pb, %	17	46	71	48.8	17.7	36.3
Ор-Б-4	P down, см	30	32	37	33.1	3.1	9.4
	M pb, см	5	10	15	10.1	2.9	28.7
	D pb, %	14	33	41	30.7	8.3	27.0
Ор-ФР-К1	P down, см	27	33	37	32.0	3.8	11.9
	M pb, см	5	11	15	10.0	3.8	38.0
	D pb, %	19	33	41	30.3	8.4	27.7
Ор-ФР-К2	P down, см	28	30	33	30.1	1.3	4.3
	M pb, см	5	8	13	7.8	2.5	32.1
	D pb, %	17	24	43	25.9	8.4	32.4

* Показатель почвы: AJrz – мощность светлогумусового горизонта с дерниной, см; BMK down – глубина нижней границы ксерометаморфического горизонта BMK, см; M BMK – мощность горизонта BMK, см; Гвск – глубина сплошного вскипания от HCl, см; P down – глубина нижней границы агрогумусового (пахотного) горизонта P, см; M pb – мощность нижней части агрогумусового горизонта Ppb, содержащего приплаханные фрагменты нижележащего горизонта, см; D pb – доля мощности подгоризонта Ppb от общей мощности горизонта P, %. Статистические показатели: min – минимум, med – медиана, max – максимум, M – среднее арифметическое, SD – среднеквадратическое отклонение, V – коэффициент вариации, %.

значения среднеквадратического отклонения в слое 0–5 см составляет 0.04–0.12%, а в слоях 20–30 и 30–40 см – 0.09–0.25%. В том же направлении увеличивается и коэффициент вариации от 4–14 до 20–40% (табл. S6). На многолетней залежи (Ор-М3-1) наибольшее варьирование характерно в поверхностном горизонте AJrz,pa (SD = 0.31%) и умеренное варьирование в нижележащих слоях

от 5 до 40 см (SD от 0.07 до 0.16%), коэффициент вариации во всех слоях не превышает 15%.

Вертикальное распределение $C_{опт}$ по профилю зависит от вида угодья (рис. 4, табл. S6). На многолетней залежи (Ор-М3-1) сформировался хорошо выраженный аккумулятивный тип распределения с максимумом возле поверхности. Содержание $C_{опт}$ в слое 0–5 см в среднем равно 2.2%, уже в слое

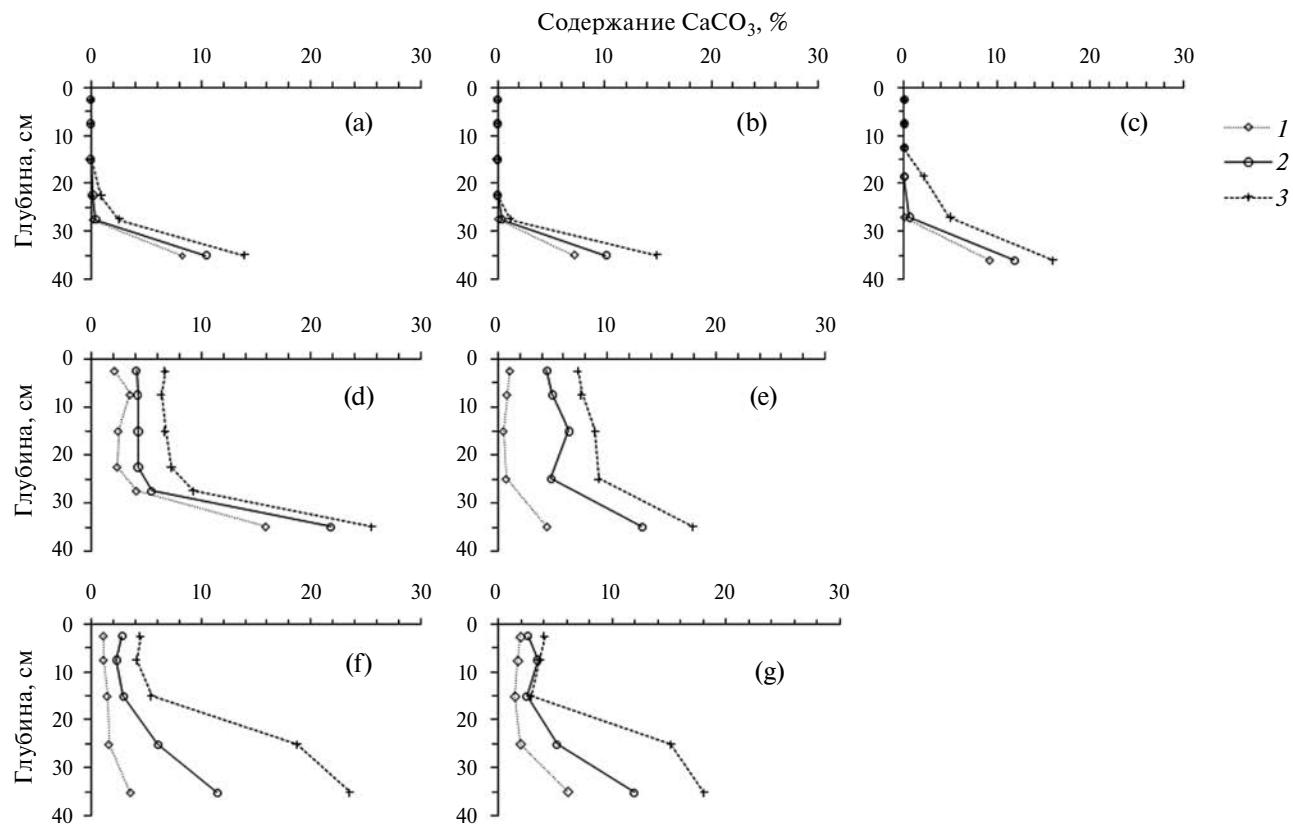


Рис. 2. Вертикальное распределение содержания карбонатов в верхних горизонтах почв динамических площадок: (а) – Ор-Б-1; (б) – Ор-Б-2; (с) – Ор-МЗ-1; (д) – Ор-Б-3; (е) – Ор-Б-4; (ф) – Ор-ФР-К1; (г) – Ор-ФР-К2. 1 – минимум, 2 – медиана, 3 – максимум; $n = 9$.

5–10 см оно резко уменьшается до 1.4%, оставаясь выше 1% на глубине 30–40 см. На всех 6 динамических площадках на пашне в пределах агрогумусового (пахотного) горизонта отмечено статистически равномерное вертикальное распределение содержания C_{opr} . В горизонтах BMK и BCAnC содержание C_{opr} значительно меньше, чем в Р.

Пространственное варьирование запасов C_{opr} в исследуемых почвах зависит от глубины отдельного слоя и общей мощности слоя (рис. 5а–5д, табл. S7). В пределах пахотного горизонта абсолютные и относительные значения варьирования изменяются в узких пределах: среднеквадратическое отклонение в пятисантиметровых слоях от 0.23 до 1.1 т/га в среднем 0.55 т/га, в десятисантиметровых слоях от 0.9 до 1.9 т/га. В горизонтах глубже нижней границы пахотного слоя варьирование увеличивается приблизительно в 2 раза (SD 1.4–3.5 т/га).

Для обобщенных слоев получена регрессионная линейная модель увеличения среднеквадратического отклонения (Y , т/га) от запаса C_{opr} (X , т/га): $Y = 0.0689X$, число степеней свободы 32, $R^2 = 0.8$, при одинаковом разбросе коэффициента вариации

от 3 до 15% во всем диапазоне изменения запасов C_{opr} (рис. 5б).

Запасы C_{opr} в тонких слоях почвы (рис. 6а–6е; табл. S7). В пахотных почвах в поверхностных пятисантиметровых слоях запасы C_{opr} изменяются в диапазоне 5.3–9.1 т/га, в среднем 6.2 т/га. В ниже расположенных десятисантиметровых слоях в пределах пахотного горизонта в среднем 13.3 т/га при разбросе от 11.3 до 16.9 т/га, и в горизонтах BMK или BCAnC в слое 30–40 см в среднем запас C_{opr} уменьшается до 10.5 т/га при разбросе от 6.6 до 12.9 т/га. Заметная вариация запасов C_{opr} определяется преимущественно разной плотностью разных частей пахотного горизонта на разных площадках на фоне близких значений содержания C_{opr} и статистически равномерного его вертикального распределения в пределах пахотного горизонта.

Запасы C_{opr} в обобщенных слоях почвы (рис. 6f–6i; табл. S8) закономерно увеличиваются по мере увеличения мощности расчетного слоя. В референтном слое 0–30 см запасы C_{opr} в пахотных почвах изменяются от 36.6 до 45.4 т/га на разных динамических площадках, в среднем 39.3 т/га. В слое

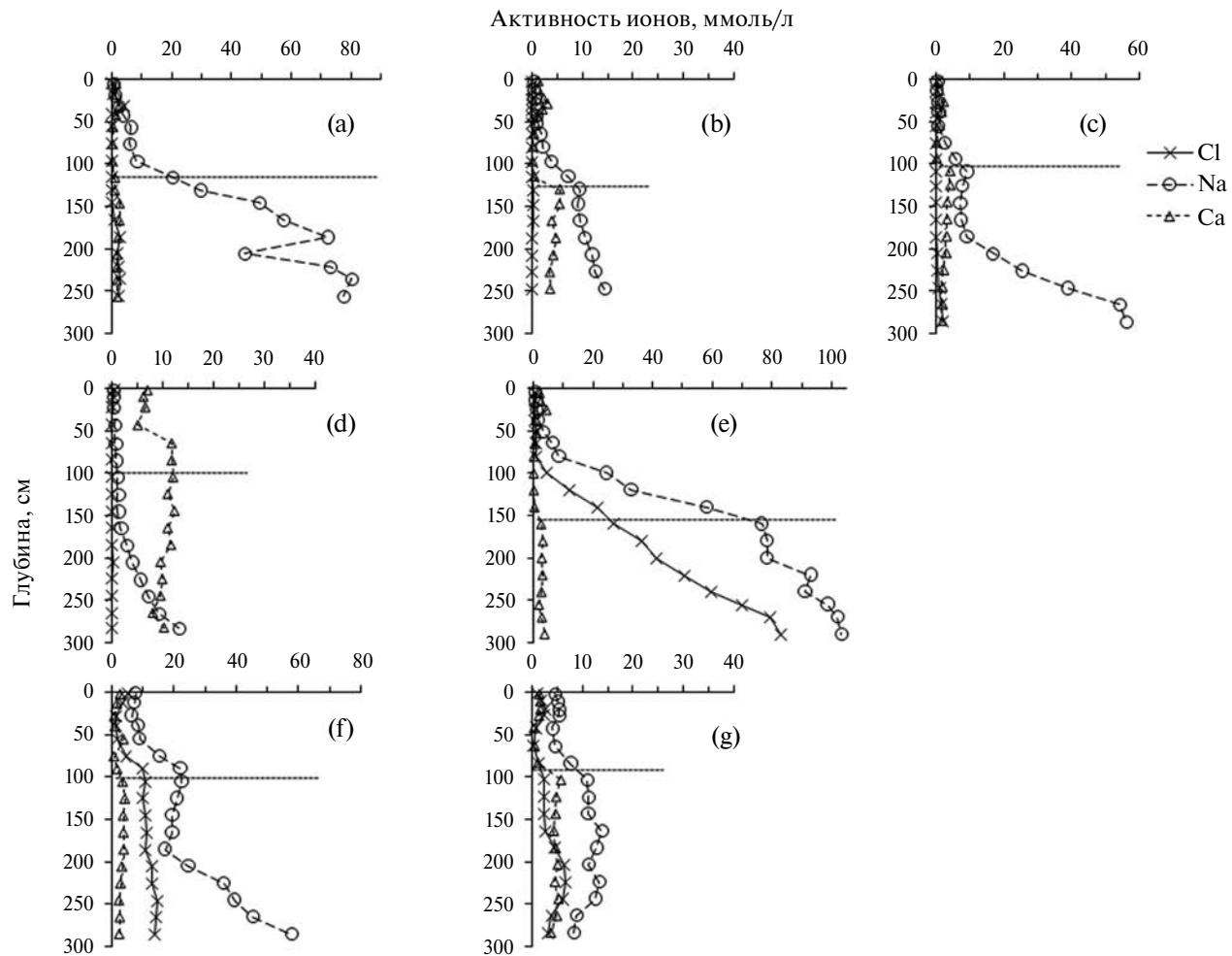


Рис. 3. Вертикальное распределение активности ионов Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} в почвах динамических площадок, измеренной в пастах с влажностью 40 мас. %. Динамические площадки: (а) – Ор-Б-1; (б) – Ор-Б-2; (с) – Ор-МЗ-1; (д) – Ор-Б-3; (е) – Ор-Б-4; (ф) – Ор-ФР-К1; (г) – Ор-ФР-К2. Горизонтальная пунктирная линия – верхняя граница морфологического проявления скоплений мелкокристаллического гипса.

0–40 см, включающем весь гумусовый профиль, содержится от 42.2 до 56.7 т/га, в среднем 49.9 т/га.

Сравнение содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ в почвах исследованных динамических площадок. Измерения, представленные в статье, при ведении мониторинга характеризуют базовый начальный уровень содержания и запасов $C_{\text{опр}}$. Оценка возможного его изменения во времени предполагается не раньше, чем через 5–10 лет. Связи с этим важно экспериментально оценить минимальную значимую разницу рассматриваемых показателей в два разных срока измерений на основе сравнения почв в пространстве на разных динамических площадках. На тестовом полигоне опытной станции “Орошаемая” возможны следующие варианты сравнения, имеющие смысловую нагрузку: (1) две площадки Ор-Б-1 и Ор-Б-2, представленные агрокаштановыми солонцеватыми почвами на богарной пашне;

(2) две площадки Ор-Б-3 и Ор-Б-4 агроземов аккумулятивно-карбонатных профильно-вскрывающих на богарной пашне; (3) две площадки Ор-ФР-К1 и Ор-ФР-К2 агроземов аккумулятивно-карбонатных профильно-вскрывающих на орошаемой пашне; (4) почвы на пашне в разных комбинациях: богара – орошения и/или агрокаштановые – агроземы; (5) почву залежи с почвами пашни.

По содержанию $C_{\text{опр}}$ и его вертикальному распределению пары пахотных почв, указанные в первых трех вариантах, не отличаются друг от друга по парно. Если сравнивать разные почвы на богаре или богару и орошение, имеются как незначимые, так и значимые различия между отдельными площадками (рис. 4). При этом минимальная значимая разность для разных пар площадок изменяется в интервале от 0.07 до 0.19% $C_{\text{опр}}$. Наибольшие значения характерны при сравнении с орошаемыми

Таблица 3. Плотность и влажность почв динамических площадок (M – среднее арифметическое; SD – среднеквадратическое отклонение; min – минимум, max – максимум)

Площадка	Глубина, см	Плотность почвы, г/см ³				Влажность, мас. %	
		M	SD	min	max	M	SD
Op-Б-1	0–4	1.14	0.04	1.09	1.18	5.1	0.3
	5–9	1.10	0.04	1.03	1.14	9.8	0.3
	12–16	1.21	0.03	1.17	1.25	11.7	0.2
	20–24	1.25	0.04	1.20	1.3	12.2	0.3
	26–30	1.41	0.05	1.35	1.48	12.6	0.4
	33–37	1.43	0.07	1.36	1.53	12.2	0.6
Op-Б-2	0–5	1.12	0.07	1.01	1.19	4.2	0.2
	5–9	1.39	0.10	1.25	1.47	8.8	0.4
	13–17	1.45	0.08	1.33	1.53	11.1	0.5
	20–24	1.37	0.05	1.32	1.45	11.3	0.2
	26–30	1.36	0.05	1.29	1.41	12.8	0.2
	34–38	1.49	0.04	1.43	1.53	11.2	0.4
Op-Б-3	0–4	1.09	0.06	1.01	1.17	20.2	0.7
	5–9	1.13	0.04	1.06	1.16	11.8	1.1
	13–17	1.31	0.05	1.26	1.39	10.9	0.2
	20–24	1.30	0.05	1.24	1.38	11.4	0.2
	25–29	1.34	0.05	1.24	1.38	11.2	0.3
	33–37	1.30	0.04	1.25	1.36	12.7	0.2
Op-Б-4	0–5	1.19	0.04	1.15	1.24	4.1	0.5
	5–10	1.22	0.03	1.17	1.26	6.3	0.5
	13–17	1.32	0.10	1.17	1.43	9.3	0.2
	23–27	1.32	0.05	1.25	1.38	10.1	0.3
	34–38	1.38	0.02	1.35	1.41	8.5	0.4
	0–5	1.07	0.07	0.99	1.18	12.5	2.4
Op-М3-1	5–10	1.29	0.04	1.22	1.33	7.2	0.6
	10–15	1.27	0.09	1.16	1.37	7.6	0.2
	15–20	1.38	0.08	1.24	1.45	7.6	0.1
	23–27	1.38	0.07	1.31	1.46	8.7	1.3
	34–38	1.49	0.03	1.47	1.53	7.9	0.3
	0–5	1.32	0.09	1.25	1.46	3.7	0.3
Op-ФР-К1	5–10	1.33	0.11	1.28	1.52	8.8	0.6
	13–17	1.39	0.09	1.29	1.54	10	0.3
	23–27	1.35	0.07	1.27	1.43	10.4	0.1
	30–34	1.47	0.06	1.40	1.55	10.5	0.3
	37–41	1.52	0.03	1.50	1.55	9.6	0.4
	0–5	1.21	0.04	1.15	1.26	4	0.2
Op-ФР-К2	5–10	1.37	0.05	1.30	1.44	8.7	0.7
	13–17	1.48	0.12	1.36	1.61	12.7	0.3
	23–27	1.47	0.03	1.44	1.52	12.5	0.5
	34–38	1.53	0.03	1.47	1.57	10.3	1.6

почвами. Иными словами, на опытной станции пахотные агрокаштановые почвы и агроzemы аккумулятивно-карбонатные (светло-каштановые почвы по К-1977) очень близки по содержанию $C_{опт}$ в связи с общим низким уровнем этого показателя в исследованных почвах и заметным пространственным варьированием на площадках небольших размеров. Агрокаштановая постагрогенная почва 50-летней залежи значительно отличается от почв пашни более высоким содержанием $C_{опт}$ по всему профилю, особенно в поверхностном светлогумусовом постагрогенном горизонте с дерниной AJz,pa.

Минимальная значимая разница запасов $C_{опт}$ увеличивается, во-первых, по мере углубления тонкого (толщина 5 или 10 см) слоя с 0.5–1 т/га на глубине менее 10 см до 2–4 т/га на глубине 30–40 см, во-вторых, при увеличении мощности обобщенного слоя (рис. 5e, 5f). Второе положение может быть представлено линейной регрессией без свободного члена $Y = 0.1X$, число степеней свободы 104, $R^2 = 0.665$, где Y – минимальная значимая разность, т/га, X – запас $C_{опт}$ в обобщенном слое от поверхности до некоторой глубины, т/га, R^2 – коэффициент детерминации.

На залежи запасы $C_{опт}$ почти во всех слоях значимо выше по сравнению с почвами пашни. Исключением является только слой 10–20 см на залежи (Ор-МЗ-1) и на богарной пашне (Ор-Б-2), в котором отсутствие значимых различий запасов $C_{опт}$ обусловлено компенсирующим совокупным эффектом более высокого содержания $C_{опт}$ и более низкой плотности на залежи по сравнению с пашней.

На пашне наблюдаются случайные (незакономерные) варианты значимых и незначимых разниц запасов $C_{опт}$ во всех тонких и обобщенных слоях между сравниваемыми динамическими площадками, которые определяются плотностью сравниваемых слоев.

ОБСУЖДЕНИЕ

Светло-каштановые почвы, согласно классификации почв СССР [12], содержат 1.5–2.2% гумуса (0.87–1.28% $C_{опт}$) в пахотном горизонте средне-, тяжелосуглинистых и глинистых разновидностей пахотных почв и около 2.5% гумуса (1.45% $C_{опт}$) в слое 15 см в целинных и старозалежных вариантах. Сравнивая эти значения с полученными оценками на исследованных динамических площадках на территории опытной станции “Орошаемая” (0.85–1.15% в пахотных горизонтах и 1.65% $C_{опт}$ в почве залежи), допустимо сделать вывод о представительности выбранных объектов для мониторинга. Аналогичные результаты представлены разными авторами для светло-каштановых почв междуречья Волги и Дона [2, 16, 41, 42, 78].

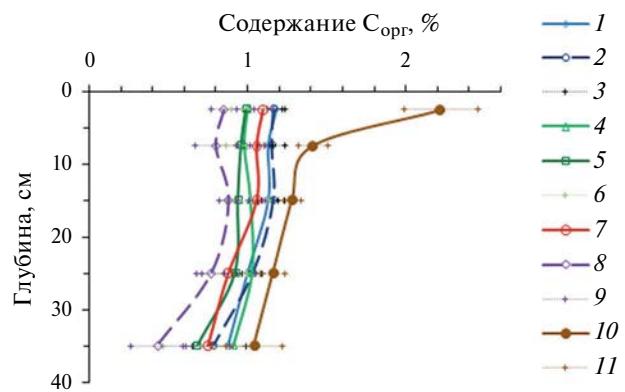


Рис. 4. Вертикальное распределение содержания $C_{опт}$ в почвах динамических площадок (1, 2, 4, 5, 7, 8, 10) и доверительные интервалы в отдельных слоях (3, 6, 9, 11). Динамические площадки: 1 – Ор-Б-1; 2 – Ор-Б-2; 4 – Ор-Б-3; 5 – Ор-Б-4; 7 – Ор-ФР-К1; 8 – Ор-ФР-К2; 10 – Ор-МЗ-1.

В работе [20] в слое 0–50 см для двух экспериментальных семипольных зерно-кормовых севооборотов при орошении на той же опытной станции приводятся запасы гумуса 111–125 т/га (64–72 т/га $C_{опт}$), что сопоставимо с запасами $C_{опт}$ на многолетней залежи (площадка Ор-МЗ-1 – 71 т/га в слое 0–40 см) и в 1.3–1.5 раза выше, чем на исследованных динамических площадках на богарной (Ор-Б-1, Ор-Б-2, Ор-Б-3, Ор-Б-4) и орошаемой (Ор-ФР-К1, Ор-ФР-К2) пашне (42–56 т/га в слое 0–40 см). Минеральные карбонатные горизонты в слое 40–50 см содержат не более 3–4 т/га $C_{опт}$. Отмеченное различие может быть связано с обычной ситуацией, когда на экспериментальных опытных делянках получают более высокие значения показателей по сравнению с производственными полями.

Для залежей на светло-каштановых суглинистых почвах Астраханской области [18] приводятся существенно более низкие запасы $C_{опт}$ в слое 0–50 см, составляющие 32–38 т/га (в источнике 3.2–3.8 кг/м²) независимо от длительности залежного режима от 1 года до 50 лет и 44 т/га в почве на целине. Очевидно, различия с динамическими площадками на опытной станции “Орошаемая” обусловлено более засушливыми условиями функционирования объектов в Астраханской области, которые расположены ближе к южной границе распространения светло-каштановых почв на переходе к бурым полупустынным почвам. В последних почвах, включая целину, запасы $C_{опт}$ еще ниже – 23–27 т/га [18].

На основе использования дифференцированного отбора образцов почв тонкими слоями в пределах верхней части почвенного профиля [37] для всех почв динамических площадок получено вертикальное равномерное распределение содержания $C_{опт}$ в пределах пахотного горизонта до глубины

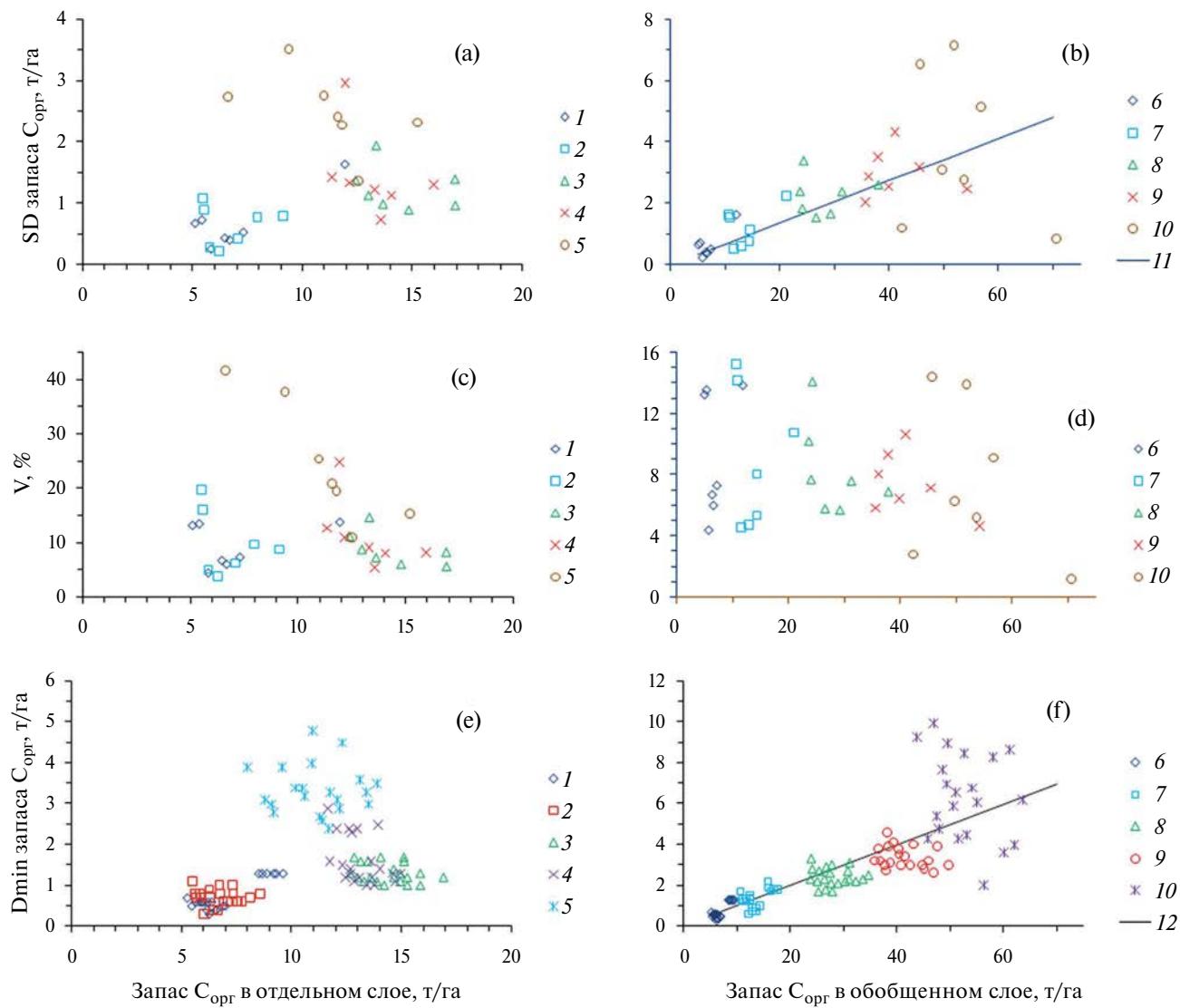
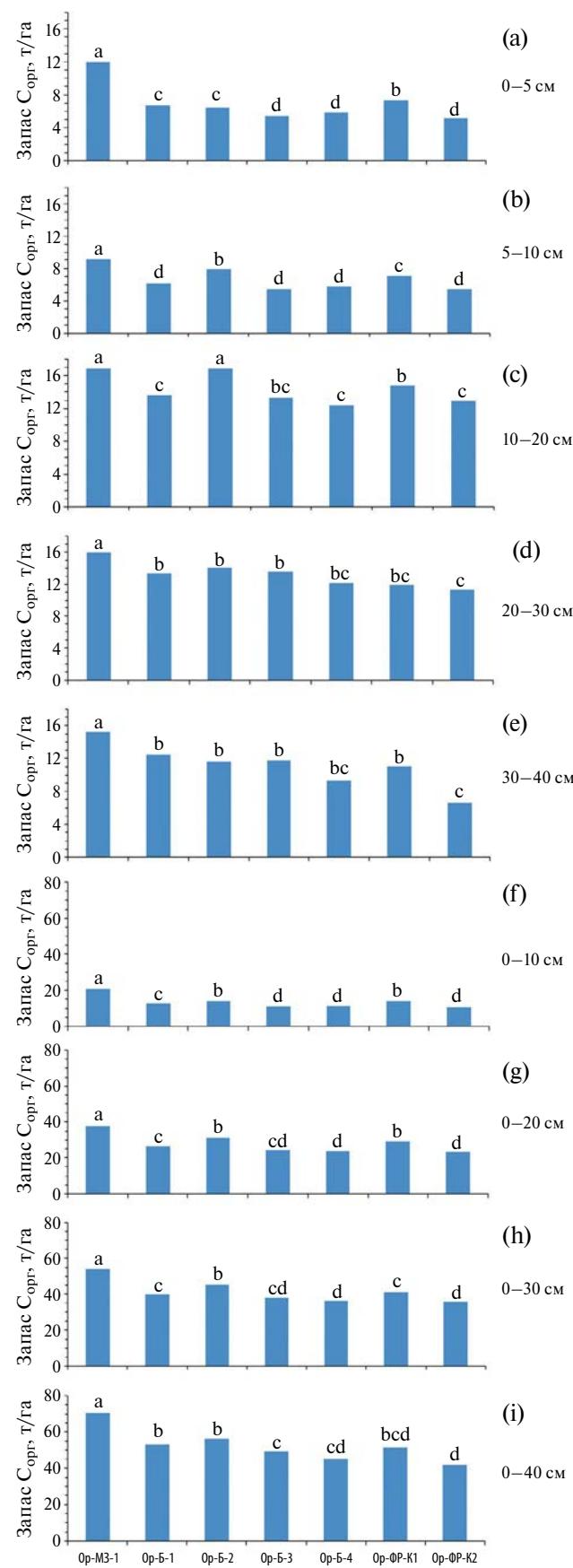


Рис. 5. Пространственное варьирование ((а), (б), (с), (д)) и минимальная значимая разность ((е), (ф)) запасов $C_{\text{опр}}$ в отдельных ((а), (с), (е)) и обобщенных ((б), (д), (ф)) слоях почв в зависимости от средних значений показателя. (а), (б) – абсолютные значения среднеквадратического отклонения (SD), (с), (д) – коэффициент вариации (V). Отдельные слои 0–5 см (1), 5–10 см (2), 10–20 см (3), 20–30 см (4), 30–40 см (5). Обобщенные слои 0–5 см (6), 0–10 см (7), 0–20 см (8), 0–30 см (9), 0–40 см (10). 11 – тренд: $Y = 0.0689X$, число степеней свободы 32, $R^2 = 0.8$, коэффициент регрессии значим; 12 – тренд: $Y = 0.1X$, число степеней свободы 104, $R^2 = 0.665$, коэффициент регрессии значим.

25–30 см. Это дает основание допустить, что используемая на опытной станции система севооборотов и на богаре, и на орошении обеспечивает в современных условиях нулевой баланс содержания $C_{\text{опр}}$ на пашне на уровне в среднем для пар динамических площадок $1.12 \pm 0.10\%$ ($M \pm SD$) в агрокаштановых почвах на богаре, $0.98 \pm 0.11\%$ в агроземах аккумулятивно-карбонатных на богаре и $0.93 \pm 0.17\%$ в агроземах на орошаемой пашне. Полученные числовые значения свидетельствуют о значимо более высокой пространственной вариации содержания $C_{\text{опр}}$ в пахотном горизонте на орошаемой пашне по сравнению с богарной пашней.

Средние значения содержания $C_{\text{опр}}$ в агроземах аккумулятивно-карбонатных на богаре и орошении незначимо отличаются друг от друга, но значимо меньше, чем в агрокаштановых почвах на богарной пашне.

Интерпретация такого соотношения может быть в трех вариантах. В первом варианте интерпретации указанные почвы можно выстроить в эволюционный ряд преобразования светло-каштановых почв при их вовлечении в богарную пашню и далее орошаемую пашню. Если в начале этого ряда поставить агрокаштановую почву 50-летней залежи, которую иногда считают целинной по состоянию



растительной ассоциации, то начальным вертикальным распределением содержания $C_{\text{опт}}$ можно считать аккумулятивное с максимумом возле поверхности со средневзвешенным значением $C_{\text{опт}}$ в слое 0–22 см $1.52 \pm 0.10\%$ ($M \pm SD$). В этом ряду после распашки образуется пахотный горизонт, который включает в себя бывший маломощный светлогумусовый горизонт целинной почвы и верхнюю часть ксерометаморфического горизонта BMK с сохранением большей части BMK – профиль Р–BMK–BCA. Вертикальное распределение содержания $C_{\text{опт}}$ становится равномерным в пределах пахотного горизонта. Далее в результате эрозионных потерь части пахотного горизонта происходит последовательная припашка оставшейся части горизонта BMK и уменьшение содержания $C_{\text{опт}}$ в пахотном горизонте как за счет частичной минерализации органических веществ, так и за счет разбавления горизонта материалом с более низким содержанием $C_{\text{опт}}$ снизу. При этом до тех пор, пока сохраняется в профиле хотя бы небольшая часть BMK, почва диагностируется как агрокаштановая. После полного вовлечения BMK в пахотный горизонт формула профиля упрощается Р–BCA, почва становится агроземом аккумулятивно-карбонатным. При дальнейших эрозионных потерях пахотного горизонта сверху его мощность воспроизводится ежегодной вспашкой на относительно постоянную глубину, последовательно подрезая более глубокие карбонатные горизонты профиля и перемешивая их материал с оставшейся частью пахотного слоя. В результате такой эволюции логично ожидать постепенное уменьшение содержания $C_{\text{опт}}$ в пахотном горизонте на фоне увеличения его пространственной вариации в ряду агрокаштановая почва → агрозем на богаре = агрозем на орошении.

Оценим такой вариант на основе условного расчета. Если смешать два слоя AJ 0–15 см с $C_{\text{опт}} = 1.52\%$ и BMK на глубине 15–25 см с $C_{\text{опт}} = 0.7\%$, получим горизонт Р 0–25 см с $C_{\text{опт}} = 1.19\%$, величину, соответствующую верхнему пределу содержания $C_{\text{опт}}$ в исследованных пахотных горизонтах агрокаштановых почв на богаре. При формировании агроземов из агрокаштановых почв происходит смешение материала горизонта Р без карбонатов с материалом горизонтов Вса и BCAnс, содержащих 6–10% CaCO_3 и 0.5–0.6% $C_{\text{опт}}$. Учитывая содержание карбонатов в горизонте Рса в агроземах,

Рис. 6. Запасы $C_{\text{опт}}$ в отдельных ((a), (b), (c), (d), (e)) и обобщенных ((f), (g), (h), (i)) слоях почв динамических площадок. Слои: (a) – 0–5 см; (b) – 5–10 см; (c) – 10–20 см; (d) – 20–30 см; (e) – 30–40 см; (f) – 0–10 см; (g) – 0–20 см; (h) – 0–30 см; (i) – 0–40 см. В пределах слоя разные буквы над столбиками означают значимые различия при доверительной вероятности 0.95.

равное ≈ 2%, следует допустить долю примешанных нижних горизонтов около одной четверти от общей мощности пахотного горизонта. Тогда расчетное содержание $C_{\text{опр}}$ в пахотном горизонте агрозема будет 0.96–0.99%, что соответствует экспериментальным значениям на площадках Ор-Б-3, Ор-Б-4, Ор-ФР-К1, Ор-ФР-К2. Иными словами, интерпретация в виде эволюционного ряда выглядит правдоподобно.

Во втором варианте интерпретации данных следует учесть, что исследованные динамические площадки расположены далеко друг от друга – более 200–500 м между ближайшими и до 4 км между крайними. Это обстоятельство предполагает допустить исходный разный уровень содержания $C_{\text{опр}}$ в почвах разных динамических площадок, который нам не известен и мог оказаться влияние на результаты, полученные в ходе исследования этих разных объектов. Иными словами, в настоящий момент допускаем сходство пар динамических площадок по строению почвенного профиля, однотипным почвообразующим породам, сходным элементам рельефа и однотипному в пределах каждого поля агрономического и мелиоративного воздействия. Различие воздействий (пашня на богаре и пашня на орошении), с одной стороны, и разное строение почвенного профиля (Р–ВМК–ВСА и Рса–ВСА), с другой, рассматриваются как влияющие факторы. Статистически влияние строения профиля на богарной пашне оказалось значимым. Вместе с тем большой разброс значений на орошении дает неоднозначные результаты при сравнении отдельных площадок между агроземами богары и орошения и между агрокаштановыми почвами богары и агроземами орошения. В результате рассуждения по эволюционному ряду становятся менее надежными.

Третим вариантом интерпретации данных может быть условный хронологический ряд в виде пары агрокаштановых почв на пашне и на 50-летней залежи. Если допустить, что современная многолетняя залежь в период ее использования в прошлом в пашне имела равномерное вертикальное распределение содержания $C_{\text{опр}}$ в пахотном слое, приблизительно равным современным пахотным почвам на богаре (среднее из двух площадок $1.12 \pm 0.10\%$ и запас 42.8 ± 3.5 т/га в слое 0–30 см), то линейный тренд увеличения содержания $C_{\text{опр}}$ получится 0.022, 0.006, 0.003, 0.0008%/год в слоях 0–5, 5–10, 10–20 и 20–30 см соответственно, а в целом для запасов $C_{\text{опр}}$ в слое 0–30 см – 0.23 т/(га год). Учитывая минимальную значимую разность средних содержания $C_{\text{опр}}$ в два срока в слоях до глубины 10 см при 9-кратной пространственной повторности на площадке 30×30 м, равную 0.1–0.15%, и аналогичную величину для запаса $C_{\text{опр}}$ в слое 0–30 см, равную 4.0 ± 0.5 т/га, при переводе агрокаштановых почв из пашни в залежь значимое накопление содержания $C_{\text{опр}}$ следует ожидать

в слое 0–5 см через 5–7 лет, на глубине 5–10 см через 17–20 лет, а значимое увеличение запаса $C_{\text{опр}}$ в слое 0–30 см – через 17–20 лет. При всей условности приведенных оценок, полученный результат означает, что при ведении мониторинга $C_{\text{опр}}$ в светло-каштановых почвах в пашне значимые изменения следует ожидать, прежде всего, в поверхностном слое до глубины 5 или 10 см на интервалах времени не менее 10 лет. Что удивительно, данные оценки сопоставимы с имеющимися в литературе [25, 33, 49, 50, 53].

К сожалению, это закономерно при обсуждении данных хронологических или эволюционных рядов почв, поскольку обеспечить действительно равные прочие условия нереально, возможно лишь некоторое приближение. Использование таких рядов – вынужденная мера. Она связана с известными трудностями организации мониторинга свойств почв на основе прямых измерений показателей при отборе образцов почв – необходимо учитывать пространственную разнотипность и неоднородность почвенного покрова, пространственную вариабельность элементарных почвенных ареалов, сезонную динамику изучаемого свойства и воспроизводимость используемых методов измерения. Настоящая работа направлена на определение базового уровня содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ в почвах опытной станции на фиксированных динамических площадках небольших размеров для проведения аналогичных измерений в другие сроки, сводя к минимуму неравенство прочих условий.

До этого обсуждали только содержание $C_{\text{опр}}$ в почвах. Рассматривая запасы $C_{\text{опр}}$, интерпретация становится сложнее и менее надежной, поскольку появляется дополнительный важный фактор, влияющий на эти величины, – это плотность почвы, которая сильно зависит от антропогенных воздействий. Выше отмечалось, что почвы на площадках имеют разный вертикальный профиль распределения плотности при общей тенденции более низкой плотности ближе к поверхности. Причем при парном сравнении одинаковых по глубине слоев на разных площадках получены незакономерные значимые и незначимые разницы. Это привело к тому, что только почва 50-летней залежи значимо отличается самыми высокими запасами $C_{\text{опр}}$ в слоях 0–10, 0–20, 0–30 и 0–40 см от всех остальных пахотных почв благодаря самым высоким значениям содержания $C_{\text{опр}}$ по всему профилю (рис. 6f–6i). Среди площадок на пашне часто выделяются Ор-Б-1 и Ор-Б-2 агрокаштановых почв на богаре с тенденцией более высоких значений по сравнению в агроземами при отсутствии значимых отличий с некоторыми из них. Более определенные выводы по запасам $C_{\text{опр}}$ в изученных почвах сделать трудно. Имеющиеся в литературе предложения производить расчеты запасов $C_{\text{опр}}$ на единую

эквивалентную массу почвы [51, 68, 90] пока разнородны. В настоящей статье этот подход не использован.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для тестового полигона на территории опытной станции “Орошаемая” в Волгоградской области (Россия) на юге Приволжской возвышенности представлены числовые значения оценок базового уровня содержания, запасов органического углерода ($C_{\text{опт}}$), плотности почв, показателей их пространственного варьирования и дифференцированного вертикального распределения в пределах слоя 0–40 см, охватывающего весь гумусовый слой. Указанные показатели характеризуют пашню в севообороте на богаре и на орошении и 50-летнюю залежь на семи динамических площадках с агрокаштановыми почвами и агроземами аккумулятивно-карбонатными среднесуглинистыми на палево-бурых опесчаненных суглинках (Haplic Kastanozems (Loamic, Aric)). Каждая динамическая площадка 30 × 30 м представлена девятью индивидуальными точками с дифференцированным отбором образцов по глубине тонкими слоями по 5 или 10 см.

Для выбора объектов мониторинга использовали карту коэффициентов мультивременной линии почв, ретроспективный анализ данных дистанционного зондирования за 40 лет и почвенное обследование.

Коэффициент вариации содержания и запасов $C_{\text{опт}}$ в пространстве увеличивается с 5–10 до 30–40% по мере увеличения глубины слоя. Минимальная значимая разница запасов $C_{\text{опт}}$ для сравниваемых динамических площадок увеличивается, во-первых, по мере углубления тонкого (толщина 5 или 10 см) слоя с 0.5–1 т/га на глубине менее 10 см до 2–4 т/га на глубине 30–40 см, во-вторых, при увеличении мощности обобщенного слоя. Для слоя 0–30 см минимальная значимая разность запасов $C_{\text{опт}}$ в среднем составляет 3.4 т/га при вариации от 2.7 до 4.6 т/га. На сравнение запасов $C_{\text{опт}}$ разных динамических площадок существенное влияние оказывает вертикальное распределение плотности почвы, зависящее от антропогенных воздействий.

На пашне обосновано равномерное вертикальное распределение содержания $C_{\text{опт}}$ в пределах пахотного слоя. На залежи восстанавливается аккумулятивный тип вертикального распределения с максимумом $C_{\text{опт}}$ возле поверхности в светлогумусовом постагротенном горизонте с дерниной.

Исследованные динамические площадки prawdopodobno укладываются в условный хронологический ряд богара–залежь и условный эволюционный ряд светло-каштановых почв с разным строением почвенного профиля AYrz–AB–BMK–Bsa–BCAnc →

P–BMK–Bsa–BCAnc → Psa–BCAnc при переходе от целины к пашне с последующей эрозией части поверхностного слоя на фоне продолжающейся вспашки с оборотом пласта.

Полученные оценки содержания и запасов $C_{\text{опт}}$ (от 36 до 45 т/га в слое 0–30 см, от 42 до 64 т/га в слое 0–40 см на пашне и 54 и 71 т/га на залежи соответственно) сопоставимы с имеющимися материалами по светло-каштановым почвам между речью Волги и Дона. Выбранные объекты являются представительными для ведения мониторинга.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят Испытательный лабораторный центр ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева” за проведение аналитических работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

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

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24120028>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брызжев А.В., Рухович Д.И., Королева П.В., Калинина Н.В., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В. Организация ретроспективного мониторинга почвенного покрова и земель Азовского района Ростовской области // Почвоведение. 2013. № 11. С. 1294–1315.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13110026>
- Вадюнина А.Ф. Агрофизическая и мелиоративная характеристика каштановых почв юго-востока

- европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1970. 325 с.
3. Владыченский А.С., Телеснина В.М., Румянцева К.А., Чалая Т.А. Органическое вещество и биологическая активность постагрогенных почв южной тайги (на примере Костромской области) // Почвоведение. 2013. № 5. С. 570. <https://doi.org/10.1134/S1064229313050141>
 4. ГОСТ 26213-2021. Почвы. Методы определения органического вещества.
 5. Гудкова З.П., Мелихова Н.П. Повышение продуктивности севооборотов за счет промежуточных культур // Севообороты в условиях орошения. Сб. тр. ВНИИОЗ. Волгоград, 1983. С. 48–51.
 6. Дегтярева Е.Т., Жулидова А.Н. Почвы Волгоградской области. Волгоград: Нижне-Волжское книжное изд-во, 1970. 319 с.
 7. Дубровина И.А., Мошкина Е.В., Сидорова В.А., Тюнен А.В., Карпенко А.Ю., Геникова Н.В., Медведева М.В., Мамай А.В., Толстогузов О.В., Кулакова Л.М. Влияние типа землепользования на свойства почв и структуру экосистемных запасов углерода в среднетаежной подзоне Карелии // Почвоведение. 2021. № 11. С. 1392–1406. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21110058>
 8. Жеребцов Г. А., Коваленко В. А., Молодых С. И., Рубцова О. А. Закономерности климатических изменений в XX в. и основные физические процессы, ответственные за эти изменения // Известия Иркутского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 211. Т. 4. № 1. С. 87–108.
 9. Зинченко Е.В., Горохова И.Н., Круглякова Н.Г., Хитров Н.Б. Современное состояние орошаемых почв юга Приволжской возвышенности // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 104. С. 68–109. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-104-68-109>
 10. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации, масштаб 1 : 2 500 000 / Под ред. Добровольского Г.В., Урусевской И.С. М.: Изд-во МГУ, 2013.
 11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 12. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
 13. Когут Б.М., Семенов В.М., Артемьева З.С., Данченко Н.Н. Дегумусирование и почвенная секвестрация углерода // Агрехимия. 2021. № 5. С. 3–13.
 14. Комаров Е.В. К распространению, биотическому распределению, фенологии и динамике численности жужелицы венгерской, *Carabus hungaricus* Fabricius, 1792 (Coleoptera, Carabidae), в Волгоградской области за последние 40 лет // Энтомологическое обозрение. 2022. Т. 101. С. 300–311. <https://doi.org/10.31857/S0367144522020071>
 15. Круглякова Н.Г., Хитров Н.Б. Ретроспективный анализ использования сельскохозяйственных угодий опытной станции “Орошаемая” в течение полувека, Волгоградская область // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2024. Вып. 121. С. 241–280. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2024-241-280>
 16. Кружилин И.П., Болотин А.Г., Бекмаметов А.А. Плодородие светло-каштановых почв при водосберегающем орошении // Плодородие. 2009. № 6. С. 34–35.
 17. Кружилин И.П., Мамин В.Ф., Дронова Т.Н., Степанов А.М., Болотин А.Г., Кузнецова Н.В., Толоконников В.В. и др. Система орошаемого земледелия ОПХ “Орошающее” (модель адаптивно-ландшафтной системы земледелия на период 2001–2005 гг.). Волгоград, 2000. 110 с.
 18. Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 415 с.
 19. МГЭИК 2006, Руководящие принципы национальных инвентаризаций парниковых газов МГЭИК, 2006 г. Подготовлено Программой МГЭИК по национальным кадастрам парниковых газов. ИГЕС, Япония.
 20. Мелихов В.В., Зибаров А.А., Мелихова Н.П., Вронская Л.В. Факторы управления плодородием почвы в системе орошаемых севооборотов Нижнего Поволжья // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: наука и высшее профессиональное образование. 2018. № 4. С. 96–103. <https://doi.org/10.32786/2071-9485-2018-04-12>
 21. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения. М.: Российский научно-исследовательский институт информации и технико-экономических исследований по инженерно-техническому обеспечению агропромышленного комплекса, 2003. 240 с.
 22. Национальный доклад “Глобальный климат и почвенный покров России: оценка рисков и эколого-экономических последствий деградации земель. Адаптивные системы и технологии рационального природопользования (сельское и лесное хозяйство)”. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2018. 357 с. ISBN 978-5-89118-762-2
 23. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 24. Результаты исследований изменений климата для стратегий устойчивого развития Российской Федерации, 2005. <https://www.meteorf.gov.ru/upload/iblock/e5b/3380-Verstka-19-may-2006-A4-compr.pdf>
 25. Романенков В.А., Мешалкина Ю.Л., Горбачева А.Ю., Кренке А.Н., Петров И.К., Голозубов О.М., Рувович Д.И. Карты потенциала секвестрации

- почвенного углерода в пахотных почвах России // Почвоведение. 2024. № 5. В печати
26. Романовская А.А. Органический углерод в почвах залежных земель России // Почвоведение. 2006. № 1. С. 52–61.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2360018X>
 27. Российский национальный кадастр антропогенных выбросов из источников и абсорбции по-глоторителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом. М.: ИГКЭ, 2023
 28. Руководство по лабораторным методам исследования ионно-солевого состава нейтральных и щелочных минеральных почв / Под ред. Хитрова Н.Б., Понизовского А.А. М.: Почв. Ин-т им. В.В. Докучаева, 1990. 236 с.
 29. Рухович Д.И., Симакова М.С., Кулянича А.Л., Брызжев А.В., Королева П.В., Калинина Н.В., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В. Ретроспективный анализ изменчивости землепользования на слитых почвах замкнутых западин Приазовья // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1168–1194.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15100093>
 30. Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезденная М.А. Динамика и структура запасов углерода в постагротических экосистемах южной тайги // Почвоведение. 2014. № 12. С. 1426–1435.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14090111>
 31. Рыжова И.М., Телеснина В.М., Ситникова А.А. Динамика свойств почв и структуры запасов углерода в постагротических экосистемах в процессе естественного лесовосстановления // Почвоведение. 2020. № 2. С. 230–243.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20020100>
 32. Семенов В.М., Когут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
 33. Сорокина Н.П., Когут Б.М. Динамика содержания гумуса в пахотных черноземах и подходы к ее изучению // Почвоведение. 1997. № 2. С. 178–184.
 34. Телеснина В.М., Курганова И.Н., Лопес Де Гереню В.О. Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермолов А.М., Мирин Д.М. Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагротического развития в разных биоклиматических зонах // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1514–1534.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17120115>
 35. Темнышова В. А., Денисова Е. В. Ландшафтное районирование Волгоградской области // Научно-методический электронный журнал “Концепт”. 2014. Т. 20. С. 2066–2070. <http://e-koncept.ru/2014/54677.htm>.
 36. Технологические карты по возделыванию полевых культур на орошаемых землях. Волгоград: Волгоградская правда, 1975. 82 с.
 37. Хитров Н.Б. Дифференцированный отбор образцов почв по глубине в пределах поверхностного слоя 0–30 см для мониторинга содержания и запасов органического углерода // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2024. В печати.
 38. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Диагностические горизонты в классификации почв России: версия 2021 // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21080098>
 39. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Предлагаемые изменения в классификации почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–14.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22010087>
 40. Хитров Н.Б., Никитин Д.А., Иванова Е.А., Семенов М.В. Пространственно-временная изменчивость содержания и запасов органического вещества почвы: аналитический обзор // Почвоведение. 2023. № 12. С. 1493–1521.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X23600841>
 41. Чамурлиев О.Г., Мелихова Н.П., Зинченко Е.В. Минимизация способов основной обработки почвы под сою на орошаемых землях Нижнего Поволжья. Волгоград: Волгоградский ГАУ, 2013. 101 с.
 42. Чамурлиев О.Г., Морозова А.С. Основные свойства орошаемых светло-каштановых почв и направленность их изменение под влиянием управляющих плодородием факторов // Орошаемое земледелие в агроландшафтах степей: Сб. науч. тр. Волгоград, ВНИИОЗ, 1994. С. 23–44.
 43. Angers D.A. Eriksen-Hamel N.S. Full-Inversion Tillage and Organic Carbon Distribution in Soil Profiles: A Meta-Analysis // Soil Sci. Soc. Am. J. 2007. V. 72. P. 1370–1374.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0342>
 44. Bai Z., Caspary T., Gonzalez M.R., Batjes N.H., Mäder P., Büemann, E. K., de Goede R., Brussaard L., Xu M., Ferreira C.S.S., Reintam E., Fan H., Mihelič R., Glavan M., Tóth, Z. Effects of agricultural management practices on soil quality: A review of long-term experiments for Europe and China // Agriculture, Ecosystems and Environment, 2018. V. 265. P. 1–7.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2018.05.028>
 45. Carolan R., Fornara D.A. Soil carbon cycling and storage along a chronosequence of re-seeded grasslands: Do soil carbon stocks increase with grassland age? // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2016. V. 218. P. 126–132.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2015.11.021>
 46. Cerri C.E P., Easter M., Paustian K., Killian K., Coleman K., Bernoux M., Falloon P., Powelson D.S., Batjes N., Milne E., Cerri C.C. Simulating SOC changes in 11 land use change chronosequences from the Brazilian Amazon with RothC and Century models // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2007. V. 122. P. 46–57.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2007.01.007>
 47. de Moraes Sá.J.C., Cerri C.C., Lal R., Dick W.A., de Cassia Piccolo M., Feigl B.E. Soil organic carbon and fertility interactions

- affected by a tillage chronosequence in a Brazilian Oxisol // *Soil Till. Res.* 2009. V. 104. P. 56–64. <https://doi.org/10.1016/j.still.2008.11.007>
48. *de Paul Obade V., Lal R.* Using meta-analyses to assess pedo-variability under different land uses and soil management in central Ohio, USA // *Geoderma*. 2014. V. 232–234. P. 56–68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.04.030>
49. *Deng L., Wang K., Zhu G., Liu Y., Chen L., Shangguan Z.* Changes of soil carbon in five land use stages following 10 years of vegetation succession on the Loess Plateau, China // *Catena*. 2018. V. 171. P. 185–192. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.07.014>
50. *Dondini M., Martin M., De Camillis C., Uwizeye A., Soussana J.-F., Robinson T., Steinfeld H.* Global assessment of soil carbon in grasslands – From current stock estimates to sequestration potential. FAO Animal Production and Health Paper No. 187. Rome, FAO. 2023. <https://doi.org/10.4060/cc3981en>
51. *Ellert B., Bettany J.* Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting management regimes // *Canadian Journal of Soil Science*. 1995. V. 75. P. 529–538. <https://doi.org/10.4141/cjss95-075>
52. FAO. 2020. A protocol for measurement, monitoring, reporting and verification of soil organic carbon in agricultural landscapes – GSOC-MRV Protocol. Rome. <https://doi.org/10.4060/cb0509en>
53. *Guillaume T., Bragazza L., Levasseur C., Libohova Z., Sinaj S.* Long-term soil organic carbon dynamics in temperate cropland-grassland systems // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2021. V. 305. P. 107184. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2020.107184>
54. *Guo L.B., Gifford R.M.* Soil carbon stocks and land use change: a metaanalysis // *Global Change Biology*. 2002. V. 8. P. 345–360. <https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2002.00486.x>
55. *Haddaway N.R., Hedlund K., Jackson L.E., Kätterer T., Lugato E., Thomsen I.K., Jørgensen H.B., Isberg P.E.* How does tillage intensity affect soil organic carbon? A systematic review // *Environmental Evidence*. 2017. V. 6. P. 1–48. <http://dx.doi.org/10.1186/s13750-017-0108-9>
56. *He N., Wu L., Wang Y., Han X.* Changes in carbon and nitrogen in soil particle-size fractions along a grassland restoration chronosequence in northern China // *Geoderma*. 2009. V. 150. P. 302–308. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.02.004>
57. <https://www.oroshaemoe34.ru/>
58. *Huang M., Zhou X., Cao F., Xia B., Zou Y.* No-tillage effect on rice yield in China: A meta-analysis // *Field Crops Research*. 2015. V. 183. P. 126–137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.fcr.2015.07.022>
59. IPCC 2019, 2019 Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. Published: IPCC, Switzerland.
60. IUSS Working Group WRB. 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Vienna: International Union of Soil Sciences (IUSS), 234 p.
61. *Jordon M.W., Smith P.* Modelling soil carbon stocks following reduced tillage intensity: A framework to estimate decomposition rate constant modifiers for RothC-26.3, demonstrated in north-west Europe // *Soil Till. Res.* 2022. V. 222. <https://doi.org/10.1016/j.still.2022.105428>
62. *Jolivet C., Almeida-Falcon J.-L., Berché P., Boulonne L., Fontaine M., Gouny L., Lehmann S., Maître B., Ratié C., Schellenberger E., Soler-Dominguez N.* French Soil Quality Monitoring Network Manual. RMQS2: second metropolitan campaign, 2016–2027, Version 3. INRAE, Orléans, 2022. <https://doi.org/10.17180/KC64-NY88>
63. *Khitrov N.B., Gorokhova I.N., Kravchenko E.I.* Statistics on the Variation in Depth and Thickness of Soil Cover Horizons at the Oroshaemaya Experimental Station // *Moscow University Soil Science Bulletin*. 2022. V. 77. P. 83–93. <https://doi.org/10.3103/S0147687422020028>
64. *Körschens M.* Long-term field experiments as the basis for practice-oriented humus research – a review // *Modern Concepts Developments in Agronomy*. 2021. V. 9. P. 922–924. <https://doi.org/10.31031/MCDA.2021.09.000714>
65. *Körschens M., Breitschuh G., Munzert M.* Soil Organic Matter Importance, Assessment, Methodological Problems // *Modern Concepts Developments in Agronomy*. 2023. V. 13. P. 1263–1266. <https://doi.org/10.31031/MCDA.2023.13.000808>
66. *Lacoste M., Minasny B., McBratney A., Michot D., Viraud V., Walter C.* High resolution 3D mapping of soil organic carbon in a heterogeneous agricultural landscape // *Geoderma*. 2014. V. 213. P. 296–311. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.07.002>
67. *Lemenih M., Karlstun E., Olsson M.* Soil organic matter dynamics after deforestation along a farm field chronosequence in southern highlands of Ethiopia // *Agriculture, Ecosystems Environment*. 2005. V. 109. P. 9–19. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2005.02.015>
68. *Meurer K.H.E., Haddaway N.R., Bolinder M.A., Kätterer T.* Tillage intensity affects total SOC stocks in boreotemperate regions only in the topsoil—A systematic review using an ESM approach // *Earth-Science Reviews*. 2018. V. 177. P. 613–622. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.015>
69. *Meurer K.H.E., Hendriks C.M.J., Faber J.H., Kuijkman P.J., van Egmond F., Garland G., Putku E., Barancikova G., Makovníková J., Chenu C., Herrmann A. M., Bispo A.* How does national SOC monitoring on agricultural soils align with the EU strategies? An example using five case studies // *Eur. J. Soil Sci.* 2024. V. 75. P. e13477. <https://doi.org/10.1111/ejss.13477>

70. *Minasny B., McBratney A.B., Malone B.P., Wheeler I.* Digital Mapping of Soil Carbon // *Adv. Agronomy*. 2013. V. 118. P. 1–47. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-405942-9.00001-3>
71. *Morvan X., Saby N.P.A., Arrouays D., Le Bas C., Jones R.J.A., Verheijen F.G.A., Bellamy P.H., Stephens M., Kibblewhite M.G.* Soil monitoring in Europe: A review of existing systems and requirements for harmonization // *Sci. Total Environ.* 2008. V. 391. P. 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2007.10.046>
72. *Mousavi S.R., Sarmadian F., Omid M., Bogaert P.* Three-dimensional mapping of soil organic carbon using soil and environmental covariates in an arid and semi-arid region of Iran // *Measurement*. 2022. V. 201. P. 111706. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2022.111706>
73. *Murphy B., Rawson A., Ravenscroft L., Rankin M., Millard R.* Paired site sampling for soil carbon estimation. National Carbon Accounting System Technical Report No. 34. Canberra, ACT: Australian Greenhouse Office, 2003. 360 p. <http://www.fullcam.com/FullCAMServer/Help/reps/TR34%20Paired%20Site%20Sampling%20for%20Soil%20Carbon%20Estimation%20-%20New%20South%20Wales.pdf>
74. *Oliver G.R., Beets P.N., Garrett L.G., Pearce S.H., Kimberly M.O., Ford-Robertson J.B., Robertson K.A.* Variation in soil carbon in pine plantations and implications for monitoring soil carbon stocks in relation to land-use change and forest site management in New Zealand // *Forest Ecology and Management*. 2004. V. 203. P. 283–295. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2004.07.045>
75. *Padarian J., Stockmann U., Minasny B., McBratney A.B.* Monitoring changes in global soil organic carbon stocks from space // *Remote Sensing of Environment*. 2022. V. 281. P. 113260. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113260>
76. *Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A.* Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2007. V. 11. P. 1633–1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007> www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1633/2007/
77. *Powlson D.S., Smith P., Coleman K., Smith J. U., Glendining M. J., Körtschens M., Franko U.* (1998). A European network of long-term sites for studies on soil organic matter // *Soil Till. Res.* 1998. V. 47. P. 263–274. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(98\)00115-9](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(98)00115-9)
78. *Prikhodko V.E., Manakhov D.V.* Soil processes at different structural levels of organization and diagnosis of their changes under irrigation // *Moscow University Soil Science Bulletin*. 2010. V. 65. P. 52–60. <http://dx.doi.org/10.3103/S014768741002002X>
79. *Romanenko I.A., Romanenkov V.A., Smith P., Smith J.U., Sirotenko O.D., Lisovoi N.V., Shevtsova L.K., Rukhovich D.I., Koroleva P.V.* Constructing regional scenarios for sustainable agriculture in European Russia and Ukraine for 2000 to 2070 // *Regional Environmental Change*. 2007. V. 7. P. 63–77. <https://doi.org/10.1007/s10113-007-0032-6>
80. *Romanenkov V.A., Smith J.U., Smith P., Sirotenko O.D., Rukhovich D.I., Romanenko I.A.* Soil organic carbon dynamics of croplands in European Russia: estimates from the “model of humus balance” // *Regional Environmental Change*. 2007. V. 7. P. 93–104. <https://doi.org/10.1007/s10113-007-0031-7>
81. *Rukhovich D.I., Koroleva P.V., Rukhovich A.D., Komissarov M.A.* Informativeness of the Long-Term Average Spectral Characteristics of the Bare Soil Surface for the Detection of Soil Cover Degradation with the Neural Network Filtering of Remote Sensing Data // *Remote Sensing*. 2023. V. 15. P. 124. <https://doi.org/10.3390/rs15010124>
82. *Rukhovich D.I., Koroleva P.V., Rukhovich A.D., Komissarov M.A.* Updating of the Archival Large-Scale Soil Map Based on the Multitemporal Spectral Characteristics of the Bare Soil Surface Landsat Scenes // *Remote Sensing*. 2023. V. 15. P. 4491. <https://doi.org/10.3390/rs15184491>
83. *Rukhovich D.I., Koroleva P.V., Vilchevskaya E.V., Romanenkov V.A., Kolesnikova L.G.* Constructing a spatially-resolved database for modelling soil organic carbon stocks of croplands in European Russia // *Regional Environmental Change*. 2007. V. 7. P. 51–61. <https://doi.org/10.1007/s10113-007-0029-1>
84. *Saby N.P.A., Bellamy P.H., Morvan X., Arrouays D., Jones R.J.A., Verheijen F.G.A., Kibblewhite M.G., Verdoort A., Berényi Uveges J., Freudenschuss A., Simota C.* Will European soil-monitoring networks be able to detect changes in topsoil organic carbon content? // *Global Change Biology*. 2008. V. 14. P. 2432–2442. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01658.x>
85. *Schrumpf M., Schulze E.D., Kaiser K., Schumacher J.* How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories? // *Biogeosciences*. 2011. V. 8. P. 1193–1212. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1193-2011>
86. *Smith, P.* How long before a change in soil organic carbon can be detected? // *Global Change Biology*. 2004. V. 10. P. 1878–1883. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00854.x>
87. *Smith P., Soussana J.-F., Angers D., Schipper L., Chenu C., Rasse D.P., Batjes N. H., van Egmond F. et al.* How to measure, report and verify soil carbon change to realize the potential of soil carbon sequestration for atmospheric greenhouse gas removal // *Global Change Biology*. 2019. V. 26. P. 219–241. <https://doi.org/10.1111/gcb.14815>
88. *Stolbovoy V., Montanarella L., Filippi N., Jones A., Gallego J., Grassi G.* Soil sampling protocol to certify the changes of organic carbon stock in mineral soil of the European Union. Version 2. EUR 21576 EN/2. 56 p.

- Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 2007. ISBN: 978-92-79-05379-5
89. *Virto I., Barré P., Burlot A., Chenu C.* Carbon input differences as main factor explaining the variability in soil organic C storage in no-tilled compared to inversion tilled agrosystems // *Biogeochemistry*. 2012. V. 108. P. 17–26. <http://dx.doi.org/10.1007/s10533-011-9600-4>
90. *Wendt J., Hauser S.* An equivalent soil mass procedure for monitoring soil organic carbon in multiple soil layers // *Eur. J. Soil Sci.* 2013. V. 64. P. 12008. <https://doi.org/10.1111/ejss.12002>
91. *West T.O., Post W.M.* Soil organic carbon sequestration rates by tillage and crop rotation: a global data analysis // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2002. V. 66. P. 1930–1946.

Methodological Approaches and Baseline of Ground-Based Monitoring of Soil Organic Carbon Content and Storage in Arable Light Chestnut Soils (Kastanozem), Volgograd Region

**N. B. Khitrov^{1,*}, I. N. Gorokhova¹, V. V. Ivanova¹, E. I. Kravchenko¹,
N. G. Kruglyakova^{1,2}, L. V. Rogovneva¹, and D. I. Rukhovich¹**

¹*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

²*All-Russian Research Institute of Irrigated Agriculture – branch of the Federal Scientific Center for Hydraulic Engineering and Land Reclamation named after A.N. Kostyakov, Volgograd, 400002 Russia*

**e-mail: khitrovn@gmail.com*

Numerical values of baseline evaluations of soil organic carbon (SOC) content, storages, soil bulk density, characteristics of their spatial variability and differential vertical distribution within layer 0–40 cm characterized the whole humus layer for the monitoring test polygon at the territory of experimental station “Oroshaemaya” in Volgograd Region (Russia) at the south of Volga Upland are submitted. Mentioned indicators characterize arable land in crop rotations on rain-fed and irrigated soils and 50-year fallow at 7 dynamic plots with loamic agrochestnut soils and accumulative-carbonate agrozems formed from pale-brown sandy loams (Haplic Kastanozem (Loamic, Aric)). To select monitoring objects, a multi-time soil line coefficient map and a retrospective analysis of remote sensing data for 40 years and soil survey were used. Each dynamic plot 30 × 30 m includes 9 individual points with differential soil sampling by depth from thin 5- or 10-cm layers. Variation coefficient in space increases from 5–10 to 30–40% due to increasing of the layer depth. On arable land, a uniform vertical distribution of SOC content within arable topsoil is justified. On fallow, accumulative type of vertical distribution SOC content with maximum near surface in light-humus postagrogenic horizon with sod is regenerated. Experimental evaluations of SOC content and storages are comparable with existing materials on light-chestnut soils at interfluve of Volga and Don. The selected objects are representative for monitoring. For the 0–30 cm layer, the minimum significant difference in SOC storages averages 3.4 t/ha with a variation from 2.7 to 4.6 t/ha. The comparison of SOC stocks of different dynamic plots is significantly influenced by the vertical distribution of soil bulk density, which depends on anthropogenic impact.

Keywords: agrochestnut soils, accumulative-carbonate agrozems, rain-fed arable land, irrigation, agricultural fallow, solonetzic soils

ПОЧВЫ НА КРАСНОЦВЕТНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЕНО-АНГАРСКОГО ПЛАТО: ФАКТОРНЫЕ ГРАНИЦЫ ТЕКСТУРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

© 2024 г. С. Н. Лесовая^{a,*}, С. В. Горячkin^b, А. А. Соколов^a,
Т. В. Романис^c, Д. Е. Конюшков^d, О. Г. Лопатовская^e

^aИнститут наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7/9,
Санкт-Петербург, 199198 Россия

^bИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

^cИнститут мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, ул. Мерзлотная, 36, Якутск, 677010 Россия

^dПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7/2, Москва, 119017 Россия

^eИркутский государственный университет, ул. Сухэ-Батора, 5, Иркутск, 664011 Россия

*e-mail: s.lesovaya@spbu.ru

Поступила в редакцию 11.05.2024 г.

После доработки 07.07.2024 г.

Принята к публикации 08.07.2024 г.

Почвы на красноцветных карбонатных отложениях занимают обширные площади в Восточной Сибири. Объекты исследования расположены в южной части Лено-Ангарского плато и представлены суглинисто-глинистыми почвами с высоким содержанием валового и дитиониторастворимого железа. Минералогический состав илистой фракции почв отражает пространственную неоднородность красноцветных отложений, характеризующихся слюда-хлоритовой ассоциацией глинистых минералов. Отмечена высокая доля диоктаэдрических минералов: слюд и, в ряде случаев, диоктаэдрических хлоритов. Почвы красноцветные, остаточно-карбонатные отражают реализацию структурно-метаморфического и текстурно-дифференцированного направлений почвообразования. Интенсивность проявления процессов на макро- и микроуровнях зависит от абсолютной высоты местности, которая обуславливает степень гумидности климата. Текстурно-дифференцированные почвы (подзолистые грубогумусированные) формируются в наиболее гумидных условиях, которые создаются на высотах более 1000 м. Для них характерна вертикальная однородность почвообразующего материала, слабая дифференциация по цвету с сохранением красноватого оттенка в элювиальном горизонте, отчетливая дифференциация по илу с редуцированной мощностью иллювиального горизонта из-за близкого залегания карбонатов. При почвообразовании на более низких высотных уровнях признаки иллювиирования материала выражены слабее, но также проявляются в профилях почв, которые относятся к буроземам грубогумусированным иллювиально-глинистым либо оподзоленным.

Ключевые слова: факторная экология почв, подзолистые почвы и буроземы остаточно-карбонатные, микростроение почв, ди- и триоктаэдрические хлориты, иллит, Calcaric Albic Rhodic Luvisol, Calcaric Chromic Luvisol, Calcaric Rhodic Luvisol

DOI: 10.31857/S0032180X24120031, EDN: JDVZXE

ВВЕДЕНИЕ

Одной из точек роста современного генетико-географического почвоведения остается изучение связей между почвами и факторами почвообразования. В отличие от географии почв, где взаимодействия изучаются в реальном пространстве, в экологии почв по Волобуеву [4] и Соколову [29]

почвы рассматриваются в многомерном пространстве факторов [3]. Поскольку термин “экология почв” в последнее время приобретает широкое понимание, представляется, что это направление более точно определять как факторная экология почв. Подразумевая под факторной экологией почв “учение о закономерных соотношениях почв

и почвообразователей, связующее звено между учением о генезисе почв и географией почв” [1, стр. 8]. В последнее время в это направление активно внедряются количественные параметры [2]. Показано, что исследования, которые относятся к факторной экологии почв [1], являются преобладающими для Европейской территории России (ЕТР). Кроме того, некоторые регионы Восточной Сибири, в которых характер почвообразующих пород существенно отличается от рыхлых чехлов Восточно-Европейской и Западно-Сибирских равнин, также являются специфическими аренами поведения почв в факторном пространстве. Одним из таких регионов является Лено-Ангарское плато.

Лено-Ангарское плато (Иркутская область) расположено к западу от озера Байкал и является юго-восточной частью Среднесибирского плоскогорья. Максимальная высота составляет 1509 м, что делает плато вторым по высоте после плато Пutorана в пределах Среднесибирского плоскогорья. Во внутренних районах Лено-Ангарское плато приобретает облик низкогорья с относительными превышениями до 800–900 м [30, 31]. В южной части плато широко распространены верхнекембрийские карбонатно-силикатные красноцветные отложения, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Севернее они прослеживаются по глубоко врезанным долинам рек [5, 15, 18].

Климат Лено-Ангарского плато резко континентальный. Среднегодовая температура составляет от –3.7 до –4.5°C. Средние январские температуры из-за хорошо выраженной инверсии опускаются до –25.5...–27.8°C. Средние температуры июля составляют +17–+18°C. Абсолютный минимум составляет –60°C, а максимум +38°C. Продолжительность безморозного периода в долине Лены достигает 84–97 дней. Годовая сумма осадков изменяется от 420–500 мм в долинах рек до 600 мм и более на водоразделах. В южной части территории выпадает около 350 мм осадков [17]. Многолетняя мерзлота (мощность 7(12)–25 м) на территории плато имеет островное и редкоостровное распространение в долинах рек, на заболоченных участках и на склонах северной экспозиции [21]. Южно-таежная растительность является господствующей на плато. Светлохвойные леса преобладают на более низких высотах, а темнохвойные – на более высоких, что рассматривается как проявление вертикальной поясности [28]. На более низких гипсометрических уровнях в пределах первых надпойменных речных террас и склонов южной экспозиции встречаются степные участки [24].

Почвы на красноцветных отложениях плато имеют длительную историю изучения. Первоначально они были выделены по цвету как “коричневые” почвы [25]. В дальнейшем почвы на красноцветных карбонатных породах было предложено классифицировать как дерново-карбонатные

(типовидные, выщелоченные и оподзоленные в зависимости от выраженности дифференциации профиля) [23]. Результаты изучения этих почв обобщены в ряде исследований [5, 6, 18, 23, 28]. Помимо дерново-карбонатных почв в работах этих же авторов описаны почвы на карбонатных красноцветных породах с освещенным горизонтом A2. Их формирование сопряжено с выщелоченностью и оподзоленностью верхней части почв на элювии карбонатных красноцветных отложений под хвойными лесами [22]. Либо карбонатные породы считались подстилающей породой для рыхлых бескарбонатных отложений [28]. Почвы на красноцветных карбонатных отложениях (от недифференцированных профилей до варианта с освещенным горизонтом) рассматривались также в едином эволюционном ряду [5].

В высотном поясе 600–700 м Лено-Ангарского плато на некрасноцветном карбонатном субстрате почвы представлены темногумусовыми остаточно-карбонатными на элювии известняка, а на красноцветных карбонатных породах формируются буроземы остаточно-карбонатные [11]. В равнинных условиях на составленной на эту территорию Государственной почвенной карте масштаба 1 : 1 000 000 [10] показано чередование дерново-карбонатных типичных почв с ареалами черноземов обыкновенных в комбинации с солонцами. Все остальные почвы плато показаны как горные. На нижних частях склонов, примерно до 750–800 м, обозначены горные дерново-карбонатные выщелоченные холодные. Горные дерново-карбонатные оподзоленные холодные почвы распространены примерно до высот 900–1000 м. В этих же контурах значками показано присутствие горных дерново-слабо, средне, и сильнооподзолистых остаточно-карбонатных холодных почв. И самые вершины с высотами более 1000 м заняты горными дерново-сильноподзолистыми остаточно-карбонатными холодными почвами.

По сравнению с ЕТР было выявлено, что “на глинисто-карбонатных отложениях почвы тайги ЕТР и Сибири существенно различаются в северной части и сближаются в южной” [12, стр. 58]. В южной тайге ЕТР на красноцветных отложениях, несмотря на промывной тип водного режима и отсутствие/залегание карбонатов на значительной глубине, реализуется преимущественно метаморфическое направление почвообразования. И только в северной тайге отмечается выраженная цветовая и минералогическая дифференциация профилей [19, 20].

Цель работы – изучение закономерностей реализации различных направлений почвообразования на красноцветных карбонатных отложениях в условиях резко континентального климата Лено-Ангарского плато и их связей с климатическим и литологическим факторами почвообразования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Все объекты расположены в южной части Лено-Ангарского плато, между населенными пунктами Качуг и Жигалово (рис. 1). Ярусность, характерная для рельефа плато, проявляется в этой части наиболее четко: выделяют два основных яруса: выпуклые вершины междуречий и придолинные пологонаклонные поверхности [30]. На основании проведенной почвенной съемки, результаты которой частично представлены ранее [11], для детального изучения выбраны три профиля на карбонатных красноцветных отложениях.

Разрез И-08 (координаты: $54^{\circ}44'21.4''$ N, $104^{\circ}50'01.2''$ E, высота местности (h) ~ 800 м над уровнем моря) расположен в 15 км к западу от населенного пункта Жигалово. На почвенной карте [10] на этой территории показаны горные дерново-карбонатные выщелоченные почвы. Разрез заложен на привершинном увале, в осиново-березовом лесу (возраст ~ 50 лет) на месте старой гари-вырубки. Возраст отдельных сосен (*Pinus sylvestris*) около 100 лет. Во втором ярусе присутствует единичный

кедр (*Pinus sibirica*), в подросте кедр, единичные ель и пихта, в подлеске шиповник, жимолость, бруслично-злаковое разнотравье: костяника, василистник, герань, бобовые (горошек).

Два разреза И-09 и И-10 заложены на возвышенности к востоку от с. Гогон возле р. Куленга. Разрез И-10 (координаты: $53^{\circ}55'20.2''$ N, $105^{\circ}26'09.7''$ E, $h \sim 850$ м) расположен в березово-осиново-лиственничном лесу, возраст лиственниц более 100 лет, высота 25–30 м, сомкнутость крон 0.6–0.7. В подросте – кедр, осина, береза. В подлеске – жимолость, шиповник; напочвенный покров – разнотравно-злаковый (вейник, василистник, костяника, герань, редко встречается бруслица), высота травостоя до 30 см. Разрез И-09 (координаты: $53^{\circ}54'48.3''$ N, $105^{\circ}28'21.24''$ E, $h = 1009$ м) заложен в елово-лиственничном лесу с березой во II ярусе. Лиственницы (*Larix sibirica*) высотой порядка 30 м, возрастом более 100 лет. Сомкнутость крон составляет 0.3–0.4. В подросте ель, лиственница, кедр. В подлеске – жимолость, шиповник, бруслично-разнотравно-злаковый (вейник), в напочвенном покрове присутствуют (vasiliistnik, герань,

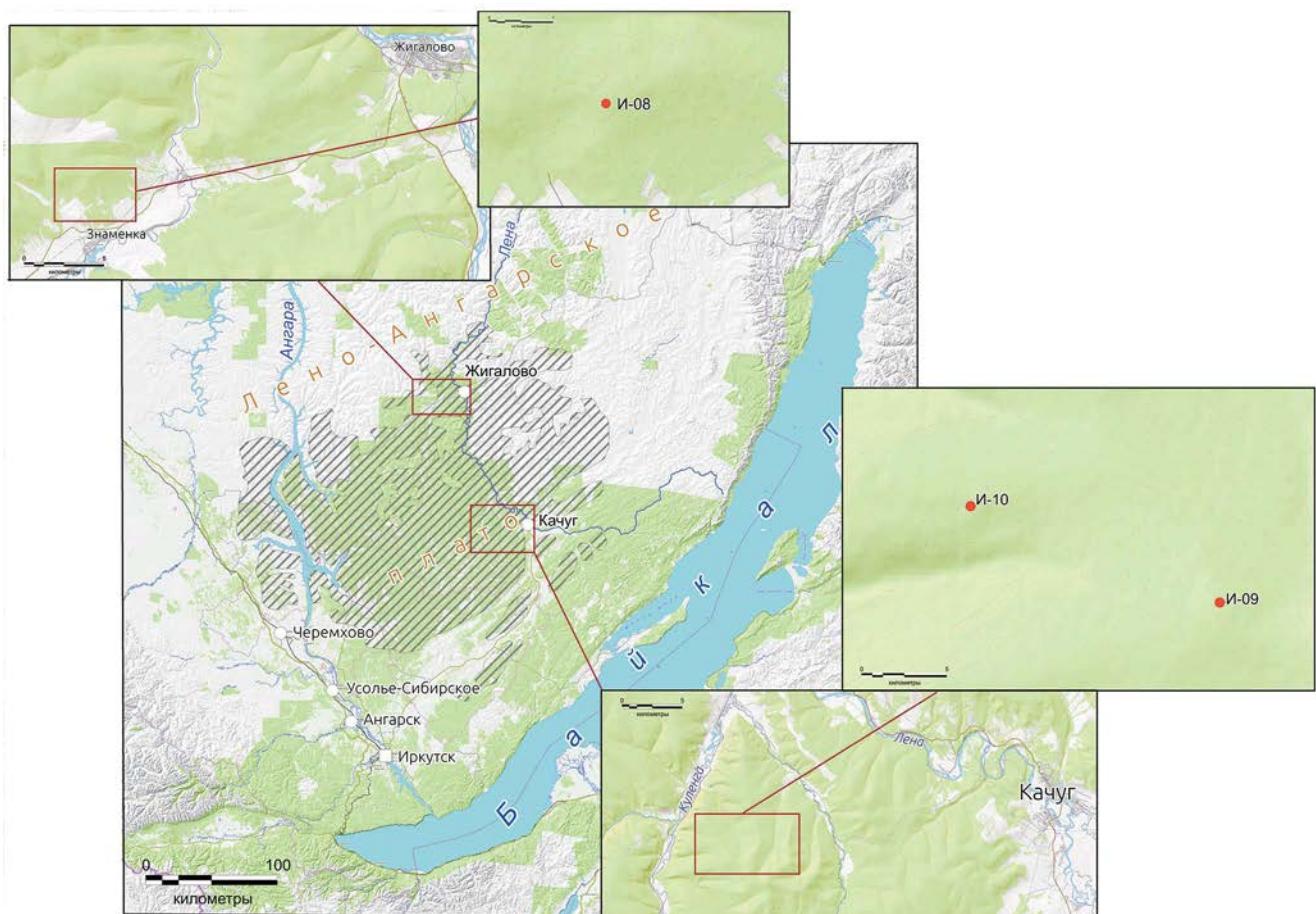


Рис. 1. Расположение объектов исследования на территории Лено-Ангарского плато. Штриховкой показано распространение красноцветных отложений по [5].

костяника, звездчатка) и отдельные куртины мха *Pleurozium* sp. Как видно из описаний растительности, практически все объекты подвергались пожарам, поэтому в данном случае растительный покров как фактор дифференциации факторного пространства почв может использоваться очень ограниченно.

Описания, а также названия почв и индексы горизонтов даны в соответствии с российскими [16, 27], а также зарубежными [36] подходами. Физико-химический анализ почв проведен по общепринятым методикам. Гранулометрический состав определяли методом пипетки по Н.А. Качинскому в модификации Почвенного института им. В.В. Докучаева; pH – потенциометрически. Общее содержание органического углерода определено по методу Тюрина. Для верхних горизонтов с высоким содержанием растительных остатков даны значения потери при прокаливании. Определение дитионитрастворимого железа и оксалаторастворимых железа и алюминия проведено по [7]. Содержание CO₂ карбонатов определено по методу Козловского. Валовое содержание химических элементов определено рентгенфлюоресцентным методом на приборе Tefa-6111.

Микростроение почвенных горизонтов изучено в шлифах, изготовленных из образцов ненарушенного сложения, с использованием оптического поляризационного микроскопа ADF U-300 Р в лаборатории общей геокриологии Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. Описание микростроения дано на основании отечественных [8, 9, 26] и зарубежных [41] подходов.

Илистые фракции почв (<0.001 мм) для определения фазового минералогического состава были выделены по методу Горбунова. Для коагуляции илистых фракций использовали 1 М раствор хлористого магния. Предварительная обработка образцов включает насыщение этиленгликолем и прокаливание при температуре 550°C в течение 3 ч. Съемку ориентированных образцов проводили на приборе Rigaku MiniFlex II (Rigaku Corporation, Tokyo, Япония) X-ray дифрактометр (XRD), CoK_α-излучение. Глинистые минералы диагностировали при расшифровке рентгендифрактограмм в соответствии с [33, 35]. В неориентированных препаратах была снята область 060. Ряд образцов изучен методом инфракрасной спектроскопии на приборе ИК-спектрофотометр Bruker Vertex 70 (Германия), получены спектры в диапазоне 400–4000 см⁻¹.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфологическая характеристика почвенных профилей. Разрез И-08 характеризуется следующей последовательностью горизонтов: подстилка, 2–0 см; AYao, 0–5 см; ABMro, 5–16 см; BMro, 16–30 см; BMi,ro, 30–40 см; RCca,ro, 40–70 см.

Весь профиль влажный. Подстилка оторфована с большим количеством мицелия грибов, состоит из слабо- и среднеразложившихся растительных остатков. Большое количеством углей и растительных остатков присутствуют также в нижележащем горизонте AYao – буровато-сером, мелкокомковатом, с обилием белесых зерен. Горизонт ABMro – рыхлый, суглинистый, слабоопесчаненный, хорошо оструктурен (мелкокомковатый), местами икринистый, что связано с дезинтеграцией исходной литогенной плитчатой структуры в результате педогенеза. Горизонт BMro уплотнен, отличается красновато-буровой с палевым оттенком окраской (7.5YR7/6). В горизонте BMi,ro усиливается красноцветность (5YR7/6), он более плотный и тяжелый по гранулометрическому составу; по граням ореховато-комковатых структурных единиц присутствуют тонкие глинистые кутаны, включения карбонатного щебня с карбонатными натеками на нижней стороне единиц. Натеки имеют белесую окраску в отличие от розовой у исходной породы и специфическую рыхлую форму. Горизонт RCca,ro состоит из скопления глыб и щебня (до 90% от веса) плотного карбонатного песчаника красновато-бурового цвета, с большим количеством карбонатных натеков и бородок на нижней ноздреватой поверхности, дресвянисто-глинистый красновато-буровый материал между щебнем опесчанен и бурно вскипает.

Почва классифицирована как буровоз грубогумусированный, иллювиально-глинистый, остаточно-карбонатный, красноцветный на продуктах разрушения красноцветной карбонатной толщи [16, 27] или Calcaric Chromic Luvisol (Loamic) [36].

В разрезе И-10 следующая последовательность горизонтов: подстилка, 0–3 см; AYao, 3–10 см; BMel,ro, 10–15 см; BMi,ro, 15–30 см; BMi,ca, 30–40 см; BCRca,ro, 40–70 см; RCca,ro, 70–80 см. Профиль влажный. Подстилка коричневато-бурая, состоит из смеси разложившейся подстилки, угольков и минеральных включений. Горизонт AYao – буровато-серый, рыхлый, комковато-порошистый с включениями древесных угольков. Горизонт BMel,ro – палево-буровый с красноватым оттенком, слегка уплотнен, пылеватый суглинок, структура комковатая, многопорядковая, присутствуют отдельные древесные угольки. BMi,ro – красновато-буровый, уплотнен, алевритовый суглинок, хорошо оструктурен, структура комковатая с ореховатостью, по граням педов тонкая более бурая глинистая кутана, среднее количество корней, по корням мицелий грибов, отдельный щебень, в том числе размягченный, не вскипает. Горизонт BMi,ca,ro отличается наличием включений и большим количеством щебня, на нижней стороне глинистые натеки, под которыми находятся тонкие карбонатные кутаны, вскипает. BCRca,ro, отличается более светлой окраской, наличием литогенной ореховатости и педогенной комковатости,

кутан нет, хорошо оструктурен, содержание щебня до 50%, вскипает. Горизонт RC_{Ca,ro} – розовато-бурый, бурно вскипает, глыбы щебня и карбонатного алевролита с карбонатными натеками на нижней стороне и мелкозема – бесструктурного пылеватого суглинистого материала.

Почва – буроватый грубогумусированный, оподзоленный, иллювиально-глинистый, остаточно-карбонатный, красноцветный на продуктах разрушения красноцветной карбонатной толщи [16, 27] или Calcaric Rhodic Luvisol (Loamic, Siltic) [36].

Профиль И-09 влажный, характеризуется тяжелым гранулометрическим составом мелкозема и тонкопесчано-пылеватым составом обломков алевролита, находящихся в разрезе. Выделена следующая последовательность горизонтов: подстилка, 3–0 см; Oao, 0–8(10) см; ELro, 8(10)–18 см; BELro, 18–25 см; BTro, 25–45 см; RC_{Ca,ro}, 46–65 см. Подстилка состоит из сильно и средне разложившихся остатков хвои и преимущественно остатков трав, много гифов грибов. Oao – слабо оторфован, состоит из смеси органических остатков и минеральной части, в нижней части включения древесных углей. Горизонт ELro, хотя и является самым светлым в профиле, имеет красновато-бурый цвет (5YR8/3), уплотнен, суглинистый с пылеватостью, хорошо оструктурен (плитчато-мелкокомковатый), верхняя часть плитчатых отдельностей освещена, с аккумуляцией на их поверхности крупной пыли. Повсеместно встречаются включения педов с красноватым оттенком (5YR5/6), отдельные включения древесных углей. Горизонт BELro – неоднородно окрашен, что обусловлено чередованием красноватых светло-бурых и красновато-бурых участков, сильно уплотнен, характеризуется более тяжелым гранулометрическим составом, комковато-ореховатый, верхняя часть педов имеет более светлую окраску по граням тонкопылеватые кутаны. Горизонт BTro – красно-бурый (2.5YR5/6), выделяется мелко ореховатой многопорядковой структурой с повсеместными тонкими глинистыми кутанами с более бурьим цветом по сравнению с внутрипедной массой. Включения щебня красноцветного алевролита с глинистыми пленками по всей поверхности. В горизонте RC_{Ca,ro} на долю карбонатного щебня приходится ~80%, на нижней стороне щебня тонкие карбонатные натеки, щебень и мелкозем (глинистый красновато-бурый материал между отдельностями щебня) вскипают.

Почва – подзолистая грубогумусированная, остаточно-карбонатная, красноцветная на продуктах разрушения красноцветной толщи [16, 27] или Calcaric Albic Rhodic Luvisol (Clayic, Siltic) [36].

Таким образом, морфологическая дифференциация почвенного профиля усиливается от И-08 к И-10 и далее к И-09, что проявляется в наличии: (1) тонких глинистых кутан на поверхности

ореховато-комковатых структурных отдельностей (И-08); (2) признаков элювиально-иллювиального перераспределения материала (И-10); (3) элювиально-иллювиальной последовательности горизонтов (И-09). Это отражает реализацию структурно-метаморфического (разрезы И-08 и И-10) и текстурно-дифференцированного (разрез И-09) направлений почвообразования на красноцветных карбонатных отложениях. Выраженность дифференцированности в почвах усиливается по мере выщелачивания карбонатов, что сопряжено с абсолютной высоты местности, которая обуславливает степень гумидности климата (рис. 2).

Микроморфологическая характеристика почв. В горизонте AYao разреза И-08 присутствуют в большом количестве средне- и сильноразложившиеся растительные остатки и ткани, корни растений (размер изменяется от первых миллиметров до 200 мкм), редкие гифы грибов, крупные обугленные растительные ткани размером до 2 мм (рис. S1). Тонкодисперсная масса гумусовая и преимущественно агрегирована в хорошо сепарированные сгустки размером до 200 мкм. Немногочисленные песчаные зерна не имеют пленок. В горизонте ABMro увеличивается доля песчаных зерен, на поверхности которых отмечены гумусовые пленки иллювиирования (рис. 3а). Обилие зерен песчаной размерности отмечено по всему профилю, включая породу (рис. 3б). Наряду с уменьшением размера и количества грубых органических остатков увеличивается содержание тонкодисперсного органического вещества. В микрозонах обеднения тонкодисперсным органическим веществом в околоворовом пространстве наблюдаются элементы волокнистой оптической ориентации глинистых частиц (рис. 3с). Горизонт хорошо агрегирован. Помимо пылевато-гумусовых и гумусовых микрографагетов размером до 150 мкм появляются угловато-блоковые и комковатые агрегаты. Их размер составляет преимущественно 200–500 мкм и характеризуются плазменно-песчаным и песчано-плазменным составом. Комковатые агрегаты представляют собой экскременты дождевых червей. Микроструктура горизонта неоднородна. Выделяются микрозоны, где агрегаты хорошо выражены. Также есть уплотненные микрозоны, состоящий из слущившихся комковатых агрегатов. В горизонте BMi,ro сохраняется преимущественно комковатое микростроение. Диагностированы плотные инфильтриги из округлых и округло-цилиндрических экскрементов размером 200–400 мкм. Тонкодисперсная масса темная со слабым двулучепреломлением, в отраженном свете – ярко-красная. В этом горизонте идентифицирован спарит размером 80 мкм. Часть зерен спарита, включенных во внутрипедную массу, имеет признаки дробления (сколы на гранях, остроугольная форма зерен) и/или растворения (наличие зубчатых граней). Некоторые зерна

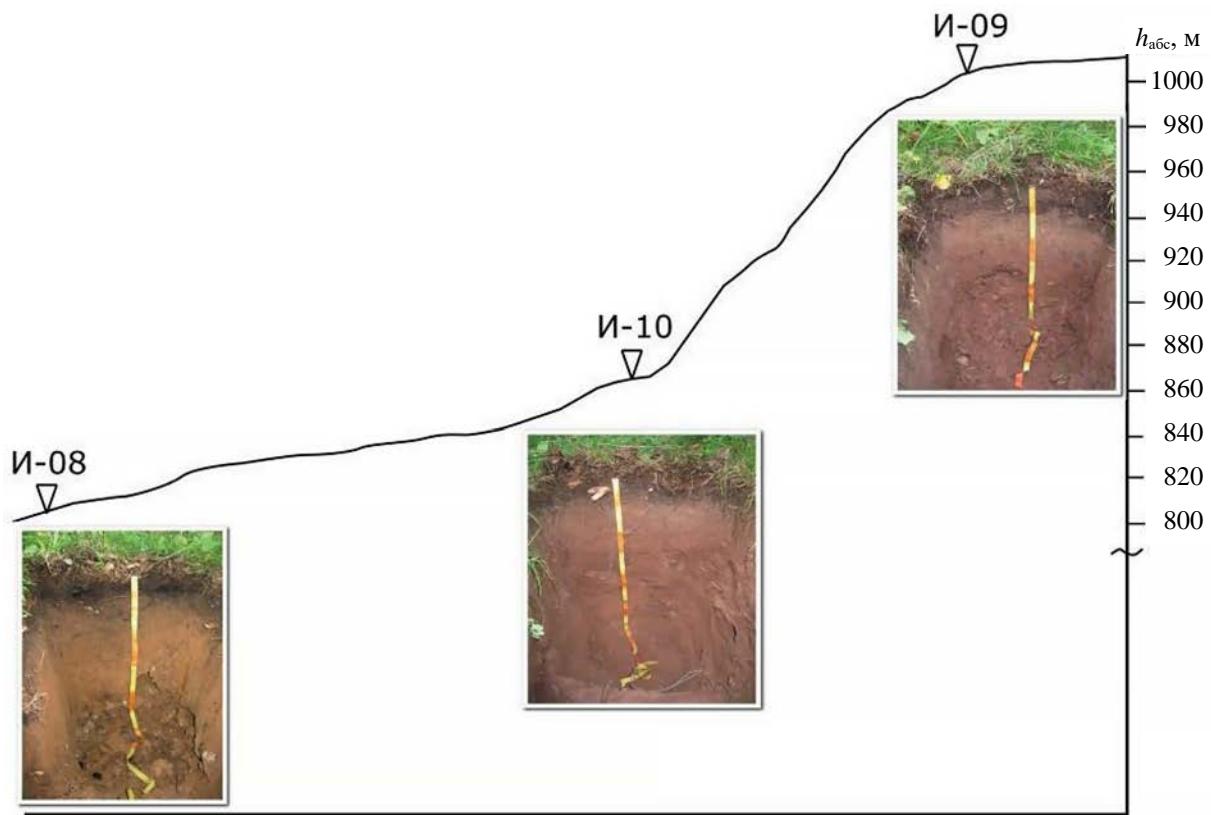


Рис. 2. Схема расположения красноцветных остаточно-карбонатных почв, развитых на продуктах разрушения красноцветной карбонатной толщи, в зависимости от высоты местности: И-08 – бурозем грубогумусированный, иллювиально-глинистый; И-10 – бурозем грубогумусированный, оподзоленный, иллювиально-глинистый; И-09 – подзолистая грубогумусированная.

покрыты пленкой тонкодисперсного гумусового материала (рис. 3d). Также в горизонте присутствуют автохтонные микротовые нодули размером до 100–120 мкм (рис. 3e).

Таким образом, микростроение профиля И-08 характеризуется: (а) обилием грубых органических остатков; (б) высокой степенью агрегированности всего профиля преимущественно за счет копролитов; (в) низким двупреломлением тонкодисперсной массы; (г) наличием зерен спарита, чьи одинаковый размер и формы зерен, начиная от горизонта BMi,go и вниз по профилю, указывает на их унаследованную природу; (д) а также карбонатных новообразований – автохтонных микротовых нодулей.

В разрезе И-10 горизонт AYao, как и в разрезе И-08, диагностировано обилие растительных остатков и тканей, но преобладают слабо- и среднеразложившиеся. Углефицированные ткани более мелкие – размером не более 200 мкм. В этом разрезе в разрушении растительных остатков принимают активное участие клещи, о чем свидетельствует большое содержание их экскрементов (рис. S2). Горизонты BMel,go и BMi,go характеризуются

массивной микроструктурой и пылевато-глинистым микросложением с обилием органического пигмента и включением углей размером 200 мкм. Микромасса в обоих горизонтах обладает слабым двупреломлением и чешуйчатой ориентацией. Горизонт BMi,ca,go отличается от вышезначащих угловато-блоковой микроструктурой. Агрегаты размером от 200 до 500 мкм хорошо выражены, их границы резкие и покрыты тонкой глинисто-гумусовой кутаной мощностью от 30 до 40 мкм (рис. 3f). В основную массу агрегатов включены как отдельный спарит (размер зерен 80–100 мкм), так и более крупные включения – литоморфные карбонатные нодули размером до 500 мкм. Нодули состоят из спарита, микрита и тонкодисперсного материала. Для всех форм карбонатов характерно наличие зубчатой границы растворения (рис. 3g).

Разрез И-09 отличается от И-08 и И-09 минимальным количеством грубых органических остатков, преобладанием угловато-блоковой микроструктуры (горизонты Elro и BTro), высокой степенью неоднородности распределения плазмы и скелета в горизонте BELro. В Elro преобладают округло-блоковые агрегаты. Наряду с

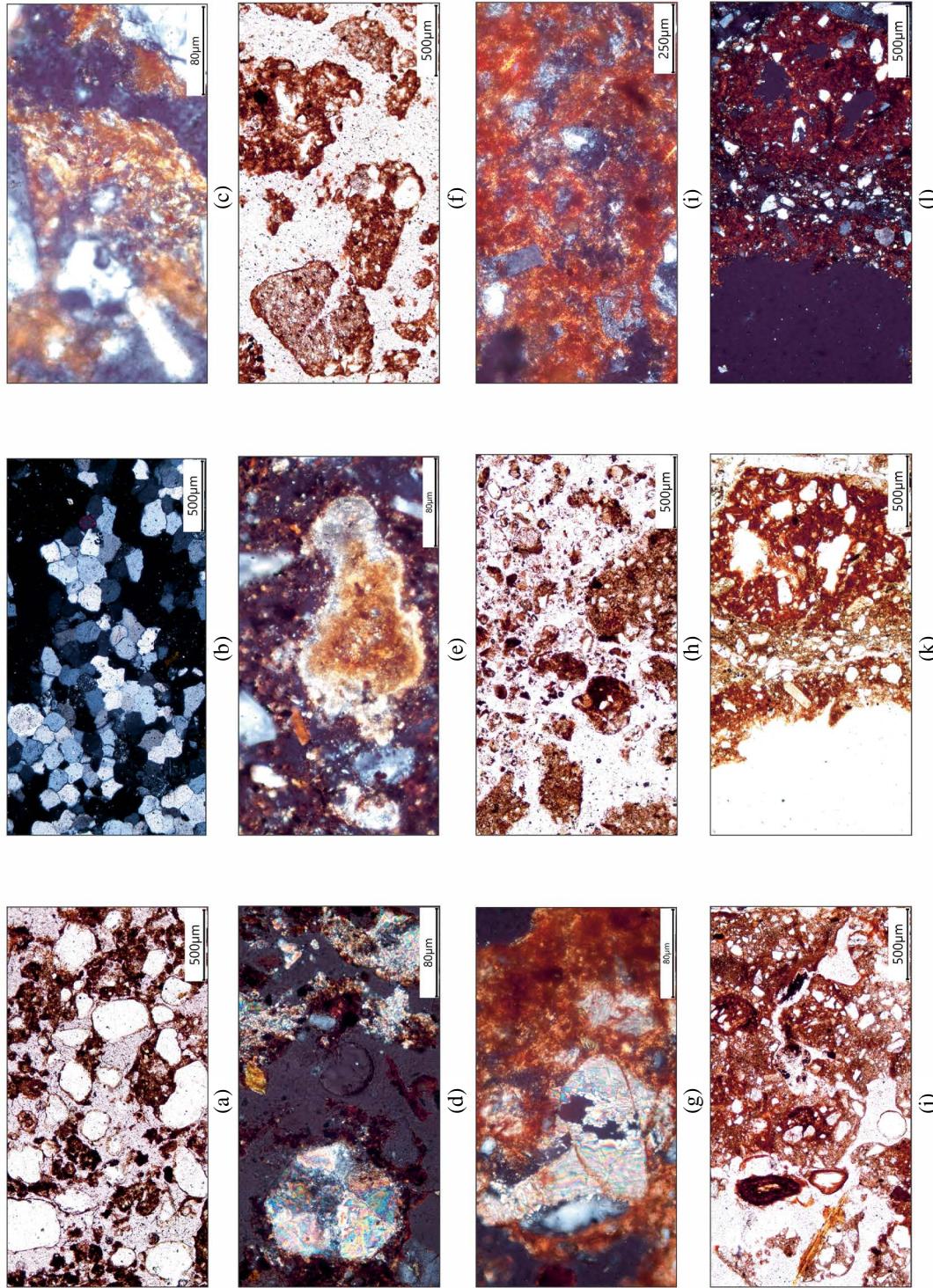


Рис. 3. Особенности микростроения объектов исследования: (а) гумусовые пленки на поверхности зерен песчаной размерности, разрез И-08, АВМго, 5–16 см ($\times 5$, ПН); (б) обилие зерен песчаной размерности, разрез И-08, РСса, го, 40–70 см ($\times 5$, ХН); (с) элементы волокнистой оптической ориентации глины вдоль стенок пор, разрез И-08, ВМло, 16–30 см ($\times 40$, ХН); (д) спарит, покрытый кутаной (слева) и с зубчатой гранильной растворимостью (справа), разрез И-08, ВМи, го, 30–40 см ($\times 40$, ХН); (е) автохтонный микритовый нодуль, разрез И-08, ВМи, го, 30–40 см ($\times 5$, ПН); (ф) глинисто-гумусовые кутаны на поверхности округло-блочных и угловато-блочных аргиллитов, разрез И-10, ВМи, са, го, 30–40 см ($\times 5$, ПН); (г) зерна спарита в агрегатах, разрез И-10, ВГло, 8(10)–18 см, ($\times 5$, ПН); (и) гумусированные разности почвы в глинистом горизонте, разрез И-09, ЕГло, 8(10)–18 см, ($\times 5$, ПН); (л) гумусированные разности почвы в глинистом горизонте, разрез И-09, ВГло, 25–45 см ($\times 10$, ХН); (ж) неоднородность микростроения с плазменно-песчаными и пылевато-плазменными, и пылевато-пильеватыми гипокутанами, разрез И-09, ВЕЛго, 18–25 см ($\times 5$, ПН); (к) песчано-пильеватые гипокутаны, разрез И-09, ВЕЛго, 18–25 см ($\times 5$, ПН), 1 – ПН, 1 – ХН).

агрегированными микроучастками диагностированы участки, обогащенные слабокомпактно упакованными мелкопесчаными и пылеватыми зернами, покрытыми гумусовыми пленками (рис. 3h). В Elro таких участков значительно больше, чем в BTro (рис. S3). В горизонте BTro хорошо выражены угловато-блоковые и округло-блоковые агрегаты с пылевато-плазменным микросложением. Микромасса горизонта с низким двулучепреломлением и чешуйчатым строением (рис. 3i). BELro отличается массивной микроструктурой, пронизанной каналовидными порами. Микросложение неоднородно: выделяются плазменно-песчаные, пылевато-плазменные и плазменные микроучастки (рис. 3j). Тонкодисперсная масса глинистая с низким двулучепреломлением за счет обогащения тонкодисперсными оксидами и гидроксидами железа. Обладает преимущественно чешуйчатой ориентацией, но есть локальные зоны с волокнистой ориентацией глинистого вещества. В горизонте появляются песчано-пылеватые гипокутаны и кутаны (рис. 3k, 3l).

Таким образом, исследованные разрезы отличаются друг от друга по микросложению. В разрезах И-09 и И-10 скелетные зерна имеют преимущественно пылеватую размерность, в то время как в разрезе И-08 песчаную, что обусловлено пространственной неоднородностью пород. Разрез И-08 выделяется интенсивным биогенным остректированием всего профиля. В разрезах И-09 и И-10 диагностирован комплекс микропризнаков, характерный для элювиально-иллювиального перераспределения материала, что проявляется в наличии: (а) глинисто-гумусовых кутан на угловато-блоковых агрегатах; (б) неоднородности распределения тонкодисперсной массы и скелетных зерен, (в) песчано-пылеватых кутан и гипокутан. Разрезы также отличаются друг от друга по содержанию и формам карбонатов. В разрезах И-08 и И-10 присутствует унаследованный от породы спарит с хорошо выраженными признаками растворения. В разрезе И-08 диагностированы карбонатные новообразования – микритовые нодули. В ряде случаев зерна карбонатов не имеют признаков растворения, как правило, такие зерна покрыты гумусово-глинистыми кутанами. Вероятно, кутаны препятствуют либо замедляют их растворение. В разрезе И-09 новообразование карбонатов не выражено.

Аналитическая характеристика почвенных профилей. Почвы характеризуются тяжелым гранулометрическим составом, который в пределах каждого профиля изменяется от легко- (средне-) суглинистого до глинистого (табл. 1). Но только в наиболее морфологически дифференцированном профиле И-09 илистая фракция (и только илистая в отличие от физической глины в целом) характеризуется элювиально-иллювиальным распределением. Коэффициент дифференциации по илистый фракции составляет в этом разрезе 4.2. Тем не менее, можно

выделить общие закономерности профильного распределения гранулометрических фракций: (1) поверхностные гумусово-аккумулятивные горизонты отличаются более легким (легко-, среднесуглинистым) составом по сравнению с нижележащими; (2) утяжеление гранулометрического состава до глинистого в “В” (BMi/BT) горизонтах сопряжено с наличием морфологически выраженных признаков иллювирования материала – глинистых кутан. Облегчение гранулометрического состава в верхней части профиля проявляется и в морфологически наименее дифференцированном профиле И-08.

В выщелоченной от карбонатов части профиля гидролитическая кислотность закономерно возрастает, особенно в горизонтах с более низкими значениями рН. Серогумусовые грубогумусированные горизонты в разрезах И-08 и И-10 характеризуются высоким содержанием органического углерода, содержание которого с глубиной резко уменьшается. Высокие значения потерь при прокаливании характерны для подстилок во всех разрезах и в И-09 в горизонте Оao. Формирование последнего отражает трансформацию органического вещества в более гумидных и холодных условиях. В этих горизонтах отмечены максимальные значения гидролитической кислотности (табл. 2). В отличие от валовых форм железа и алюминия, распределение валового кальция характеризуется двумя максимумами – в верхних гумусово-аккумулятивных горизонтах и в нижней части профиля. Максимумы отражают биогенное накопление кальция и содержание этого элемента непосредственно в карбонатной породе, соответственно. Основная доля валового кальция в карбонатных горизонтах приходится на карбонаты, что подтверждается данными о содержании CO₂ карбонатов. Карбонаты в почвах находятся на глубине 40–45 см, это горизонт RCca,go (во всех разрезах), а также горизонт со слабовыраженными признаками иллювирования BMi,ca,go в разрезе И-10.

В горизонтах BMi/BT максимальных величин достигают валовые формы железа и алюминия, что отражает перераспределение этих элементов в почвенном профиле вместе с тонкодисперсными фракциями. Содержание валового железа в глинистых горизонтах “В” превышает 7% от прокаленной навески. Увеличиваются доли несиликатного железа в горизонтах, обогащенных илистой фракцией и физической глиной, по сравнению с более легкими по гранулометрическому составу верхними гумусово-аккумулятивными горизонтами. Это отражает закономерную приуроченность (гидро)оксидов железа к тонкодисперсным гранулометрическим фракциям. Доля оксалаторастворимого железа максимальна (45–57% от несиликатного) в верхней части профиля, особенно в гумусово-аккумулятивных горизонтах. Отмечено

Таблица 1. Гранулометрический состав остаточно карбонатных, красноцветных почв – объектов исследования и валовое содержание некоторых элементов

Горизонт, глубина, см	Содержание гранулометрических фракций, %, размер частиц, мм							Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO
	1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01	% от прокаленной навески		
Разрез И-08, бурозем грубогумусированный, иллювиально-глинистый										
AYao, 0–5	22.5	28.0	19.7	5.7	11.5	12.6	29.8	4.02	8.24	3.03
ABMro, 5–16	16.0	30.7	15.9	6.7	17.6	13.0	37.3	4.23	8.59	0.80
BMro, 16–30	17.1	25.4	14.6	5.4	12.0	25.5	42.9	5.20	10.16	0.76
BMi,ro, 30–40	7.4	17.0	11.6	6.3	13.0	44.5	63.8	7.23	15.38	1.03
RCca,ro, 40–70	24.3	22.7	8.8	3.2	6.7	34.2	44.1	5.93	10.76	6.18
Разрез И-10, бурозем грубогумусированный, оподзоленный, иллювиально-глинистый										
AYao, 3–10	8.9*	12.5	40.0	9.6	13.0	15.9	38.5	5.48	13.49	2.44
BMeL,ro, 10–15	0.1	10.5	44.6	8.7	15.4	20.7	44.8	5.73	13.97	0.83
BMi,ro, 15–30	0.1	10.4	37.7	5.6	11.2	35.0	51.8	7.25	16.58	0.95
BMi,ca,ro, 30–40	0.1	15.8	38.9	6.4	11.0	27.8	45.2	6.73	15.27	6.55
BCRca,ro, 40–70	0.1	15.7	40.4	8.2	13.5	22.2	43.6	5.83	13.35	16.39
RCca,ro, 70–80	–	–	–	–	–	–	–	5.10	11.77	26.57
Разрез И-09, подзолистая грубогумусированная почва										
Oao, 0–8(10)	31.4*	8.5	33.2	4.5	9.4	13.0	26.9	4.76	11.54	3.27
ELro, 8(10)–18	0.4	27.2	30.9	12.6	18.0	10.9	41.5	4.18	10.64	0.53
BELro, 18–25	0.3	26.5	26.4	8.9	18.5	19.4	46.8	5.37	12.64	0.57
BTro, 25–45	0.7	15.2	18.2	8.2	11.7	45.9	65.8	7.70	17.06	0.97
RCca,ro, 46–65	–	–	–	–	–	–	–	6.23	13.97	11.33

* Корни.

его резкое уменьшение в нижележащих горизонтах. Доля (от валового) оксалаторастворимого алюминия в разрезах невысока.

Ранее отмечали [11], что в результате тотального выщелачивания карбонатов происходит подкисление почвенных горизонтов и разрушение в кислой среде красящего пигмента. Это проявляется в: (1) небольшом увеличении аморфного и слабоокристаллизованного железа в выщелоченной части профиля и (2) значительном уменьшении доли гематита (данные Мессбауэрской спектроскопии) в горизонте EL текстурно-дифференцированного профиля по сравнению с BT горизонтом. Но не происходит полного разрушения гематита, с чем и связана красноватая окраска элювиального горизонта.

Минералогический состав илистых фракций почв. В разрезе И-10 по всему профилю доминируют диоктаэдрические слюды (иллит) и триоктаэдрический хлорит. На диоктаэдрическую природу слюд

указывает интенсивное отражение $d_{002} \sim 0.5$ нм. Смешанослойные слюда-смектитовые (вермикулитовые) образования с низким <50% содержанием смектитовых (вермикулитовых) слоев диагностируются на основании улучшения симметричности пика 1.0 нм на дифрактограммах насыщенных образцов по сравнению с таковым в воздушно-сухом состоянии. Наиболее симметричный 1.0 нм пик отмечен на дифрактограмме илистой фракции из горизонта RCca,ro, 70–80 см. Вверх по профилю асимметрия пика 1.0 нм усиливается вплоть до появления широкого максимума в области 1.1–1.2 нм на дифрактограммах воздушно-сухих образцов из горизонтов AYao–BMi,ro. Это можно интерпретировать как появление диоктаэдрических неупорядоченных иллит-вермикулитовых (смектитовых) образований в результате трансформации иллита [42].

Для идентификации каолинита, который может присутствовать в небольшом количестве, был

Таблица 2. Некоторые физико-химические свойства остаточно карбонатных, красноцветных почв

Горизонт, глубина, см	рН		C _{opr}	CO ₂ карб %	Нг, смоль (экв)/кг	Fe ₂ O ₃ d	Fe ₂ O ₃ o	Al ₂ O ₃ o
	водный	солевой				% от абс.-сух. навески	% от абс.-сух. навески	
Разрез И-08, бурозем грубогумусированный, иллювиально-глинистый								
Подстилка, 2–0	6.3	6.1	58.8*	—	—	—	—	—
AYao, 0–5	6.1	5.8	11.7	—	19.44	1.24	0.71	0.21
ABMro, 5–16	6.1	4.8	2.3	—	5.15	2.06	0.78	0.22
BMro, 16–30	6.9	5.3	0.6	—	2.18	2.43	0.42	0.17
BMi,ro, 30–40	6.9	—	0.5	—	2.65	3.16	0.32	0.25
RCca,ro, 40–70	8.6	—	—	3.98	—	2.86	—	—
Разрез И-10, бурозем грубогумусированный, оподзоленный, иллювиально-глинистый								
Подстилка, 0–3	5.6	5.3	42.7*	—	26.47	—	—	—
AYao, 3–10	5.1	4.9	11.0	—	11.56	1.15	0.52	0.21
BMeL,ro, 10–15	6.8	5.3	0.9	—	1.94	2.02	0.29	0.18
BMi,ro, 15–30	7.3	—	0.6	—	1.64	2.93	0.24	0.26
BMi,ca,ro, 30–40	8.6	—	0.5	4.27	—	2.25	—	—
BCRca,ro, 40–70	8.8	—	0.3	11.01	—	1.55	—	—
RCca,ro, 70–80	8.6	—	0.9	17.60	—	1.36	—	—
Разрез И-09, подзолистая грубогумусированная почва								
Подстилка, 3–0	5.6	5.3	79.8*	—	—	—	—	—
Oao, 0–8(10)	6.2	5.3	49.9*	—	19.44	1.10	0.52	0.26
ELro, 8(10)–18	5.3	3.5	0.9	—	8.13	1.68	0.35	0.19
BELro, 18–25	5.6	3.6	0.7	—	7.43	2.32	0.26	0.25
BTro, 25–45	6.3	4.2	0.8	—	4.92	4.15	0.28	0.35
RCca,ro, 46–65	8.7	—	—	7.86	—	1.94	—	—

*ППП – потери при прокаливании.

Примечание. Нг – гидролитическая кислотность, d – дитионитрастворимое и о – оксалаторастворимое железо, прочерк – не определяли.

применен метод инфракрасной спектроскопии. Этот метод является более чувствительным по сравнению с методом порошковой рентгенодифрактометрии [34, 38, 40]. Полоса поглощения $3698 \pm 2 \text{ см}^{-1}$, присутствующая на спектрах образцов из профиля И-10, является диагностической для идентификации каолинита в присутствии хлорита [37]. На основании данных инфракрасной спектроскопии сделан вывод о присутствии каолинита в разрезе. В небольшом количестве присутствует кварц во всех горизонтах, включая RCca,ro (рис. 4а).

В разрезе И-09 присутствуют те же минеральные фазы, что и в разрезе И-10. Однако силикатный материал в этом профиле более выветрелый. Вывод сделан на основании большей асимметрии 1.0 нм в сторону малых углов, что отражает

более высокую долю смешанослойных образований. Асимметричные 1.0 и 0.5 нм пики выражены на дифрактограммах только нижнего RCca,ro, 46–65 см горизонта. Выше по профилю появляется широкое отражение в области 1.0–1.4 нм и отмечается уменьшение интенсивности 1.0 нм пика на дифрактограммах воздушно-сухого и насыщенного образцов (рис. 4б). Одновременно отмечается (особенно в горизонте ELro, 8(10)–18 см) возрастание пика 1.4 нм. Это можно интерпретировать как результат вермикулитизации иллита и, как следствие, появление диоктаэдрического вермикулита [42]. При этом интенсивность пика 0.473 нм (d_{003} хлорит) практически не меняется по профилю, что позволяет сделать вывод об его стабильном содержании в илистой фракции профиля.

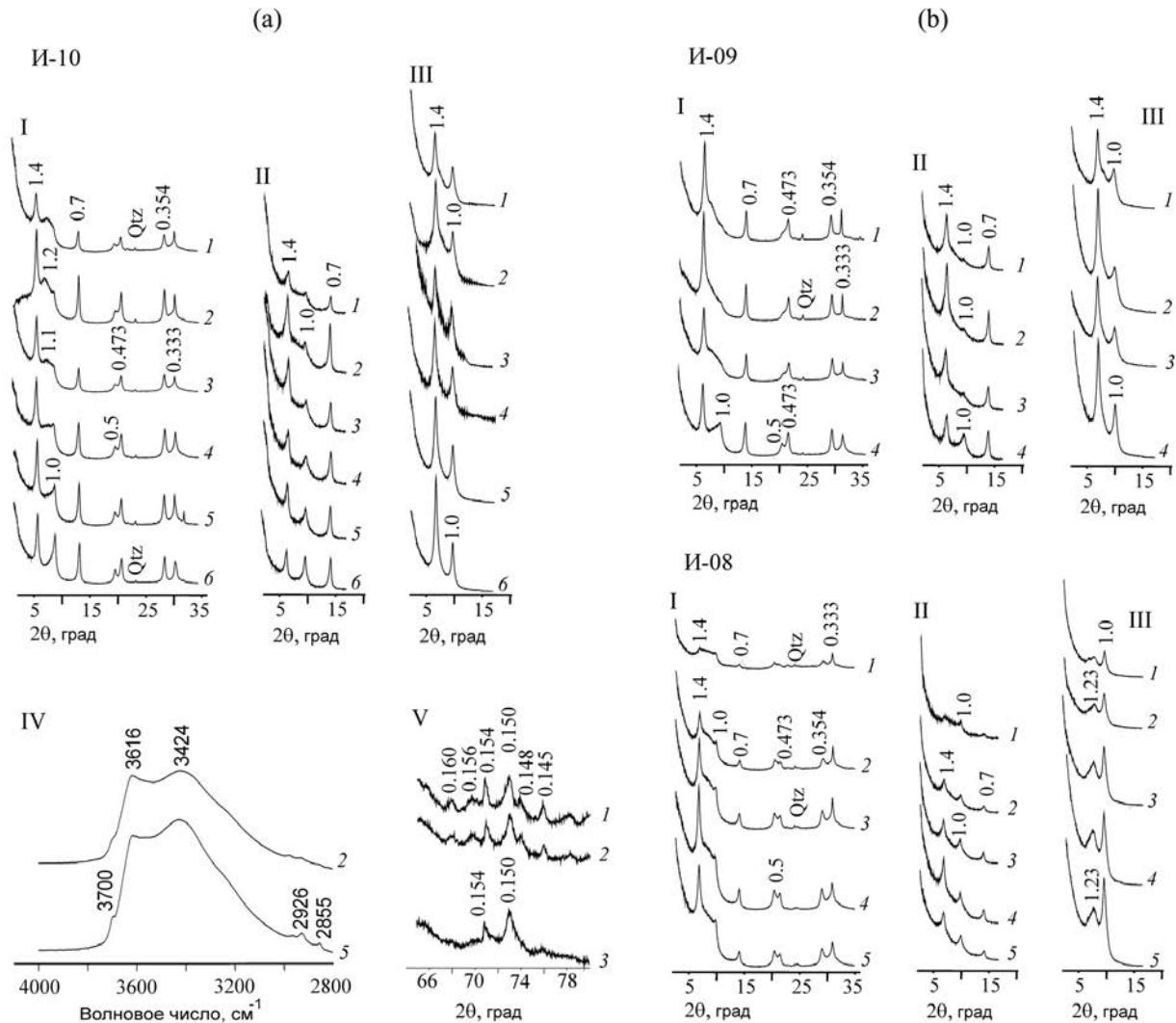


Рис. 4. (а) Рентгенодифрактограммы илистых фракций из разреза И-10 (I–III) и ИК-спектры (IV): 1 – AYao, 3–10 см, 2 – BMel,ro, 10–15 см, 3 – BMi,ro, 15–30 см, 4 – BMi,ca,ro, 30–40 см, 5 – BCRca,ro, 40–70 см, 6 – RCca,ro, 70–80 см. V – рентгенодифрактограммы в области 060: 1 – И-10, гор. BCRca,ro, 40–70 см, 2 – И-09, гор. RCca,ro, 46–65 см, 3 – И-08, гор. RCca,ro, 40–70 см. Условные обозначения здесь и (б): образец в воздушно-сухом состоянии (I), насыщенный этиленгликолем (II), прокаленный при 550°C (III). Величины d/n даны в нм, Qtz – кварц. (б) Рентгенодифрактограммы илистых фракций из профиля И-09: 1 – ELro, 8(10)–18 см, 2 – BELro, 18–25 см, 3 – BTro, 25–45 см, 4 – RCca,ro, 46–65 см и И-08: 1 – AYao, 0–5 см, 2 – ABMro, 5–16 см, 3 – BMro, 16–30 см, 4 – BMi,ro, 30–40 см, 5 – RCca,ro, 40–70 см.

В разрезе И-08 также диагностируются диоктаэдрические слюды. На дифрактограммах прокаленных образцов присутствует широкий пик 1.2–1.23 нм и нет пика в области 1.38–1.4 нм, который присутствует на дифрактограммах разрезов И-09 и И-10. При этом диагностический для хлорита пик 0.473 нм отчетливо выражен на дифрактограммах воздушно-сухих образцов этого профиля (рис. 4б). Исчезновение пиков хлорита после нагревания образца при 550°C характерно для диоктаэдрического (ди/диоктаэдрического) хлорита – донбассита [39]. С другой стороны, наличие пика 1.2–1.23 нм на дифрактограммах прокаленных об-

разцов указывает на присутствие смешанослойных образований, где один из компонентов стабилен (хлорит), а другой нестабилен при прокаливании при 550°C (вермикулит). Это предполагает наличие диоктаэдрических неупорядоченных смешанослойных хлорит-вермикулитовых образований [32]. В разрезе И-08, как и в профилях И-09 и И-10, диагностируются диоктаэдрические смешанослойные слюда-смектитовые (вермикулитовые) образования с низким <50% содержанием смектитовых слоев.

Присутствие только диоктаэдрических минералов в разрезе И-08 подтверждается результатами

съемки неориентированных образцов в области 060 отражений (рис. 4а). В горизонтах по всему профилю диагностируются два выраженных пика 0.154 нм (кварц) и 0.150 нм, указывающий на диоктаэдрическую природу минеральных фаз. Профильная дифференциация минералогического состава в этом разрезе проявляется в общем уменьшении интенсивности пиков глинистых минералов в верхнем горизонте, что характерно для гумусово-аккумулятивных горизонтов. Из неглинистых минералов во всех профилях в небольшом количестве присутствует кварц.

Таким образом, по фазовому минералогическому составу разрез И-08 отличается от разрезов И-09 и И-10. В разрезе И-10 и И-09 преобладающие компоненты – триоктаэдрический хлорит и диоктаэдрическая слюда (иллит). В небольшом количестве присутствует каолинит. Во всех горизонтах, за исключением РСса,го, 70–80 см в профиле И-10 диагностируются продукты трансформации слюд: диоктаэдрические неупорядоченные смешанослойные слюда-смектитовые (вермикулитовые) образования с низким <50% содержанием смектитовых слоев. Их доля в обоих разрезах увеличивается вверх по профилю. В разрезе И-09 отмечается наличие более продвинутой стадии трансформации слюд и, возможно, появление диоктаэдрического вермикулита. Профиль И-08 отличается присутствием только диоктаэдрических минералов: слюд и хлорита – и продуктов их трансформации – диоктаэдрических неупорядоченных смешанослойных образований. Последние диагностируются и в породе – горизонт РСса,го, 40–70 см.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности минералогического и микроморфологического состава почв. Почвенные профили сформированы на литологически однородных субстратах, что проявляется в отмеченном при микроморфологическом изучении, преобладании минеральных зерен одной размерности по всему профилю в каждом из разрезов. Различие преобладающей размерности минеральных зерен между профилями отражает пространственную неоднородность карбонатных красноцветных отложений. Признаки микростроения, характерные для процессов элювиально-иллювиального перераспределения материала, отчетливо выражены в профиле И-09, и их меньшая интенсивность диагностирована в разрезе И-10. В разрезе И-08 отмечены только слабо выраженное перераспределение тонкодисперсного материала.

Исследованные разрезы характеризуются слюда-хлоритовой ассоциацией глинистых минералов, что согласуется с данными [13] о преобладании в кембрийских породах Лено-Ангарского плато хлорита и гидрослюд. Несмотря на близкую

слюдо-хлоритовую ассоциацию в исследованных почвах выявлены существенные различия в минералогическом составе, что обусловлено присутствием только (а) диоктаэдрических минералов и продуктов их трансформации – смешанослойных образований (разрез И-08), либо (б) диоктаэдрических слюд и продуктов их трансформации и триоктаэдрического хлорита (разрезы И-10 и И-09). Результаты указывают на пространственную неоднородность красноцветных отложений. Профильные изменения минералогического состава наблюдаются в разрезах И-09 и И-10. Они обусловлены более продвинутой трансформацией диоктаэдрических слюд в верхних горизонтах профилей, вплоть до почти их полного исчезновения и появления диоктаэдрического вермикулита в наиболее дифференцированном разрезе И-09.

Сравнивая минералогический состав почв на красноцветных отложениях Лено-Ангарского плато и Предуралья, отметим, что в исследованных почвах Лено-Ангарского плато отсутствует доминирующая в почвах Предуралья смектитовая фаза (индивидуальные смектиты). Смектиты являются наиболее неустойчивыми при кислотном гидролизе минералами, и их доля в верхней части профиля закономерно уменьшается по мере выщелачивания карбонатов [14], что и определяет профильную дифференциацию минеральных фаз.

Ранее [13] в красноцветных отложениях Лено-Ангарского плато был диагностирован редкий и неустойчивый в профиле почв минерал тосудит – диоктаэдрический упорядоченный хлорит-смектит. Нами тосудит не был идентифицирован. Но в одном из разрезов (И-08) предполагаем присутствие другого редкого в почвах диоктаэдрического хлорита (ди/диоктаэдрического) – донбассита. В одном из наиболее ранних исследований минералогического состава почв и пород на красноцветных отложениях Лено-Ангарского плато [22] отмечено, что гетерогенность минералов связана либо с отложением в кембрийском бассейне материала различной степени выветрелости, либо с изменением материала в осадочной толще.

Особенности генезиса почв и связь почвообразовательных процессов с факторами почвообразования. На дериватах красноцветных карбонатных верхнекембрийских аргиллитах, алевролитах и песчаниках на абсолютных высотах более 800 м Лено-Ангарского плато реализуются следующие почвообразовательные процессы. Формирование серогумусовых грубогумусированных горизонтов под кислыми и слабокислыми лесными подстилками. Это отличает исследованные почвы от центрального образа дерново-карбонатных почв, которые ранее широко описывались в этом регионе, в том числе на данных породах; и которые показаны на всех почвенных картах; и для которых характерен серогумусовый или темногумусовый горизонты [16],

27]. Проявление *структурного метаморфизма* – формирование педогенной структуры из литогенной. *Выщелачивание карбонатов* с минимальным проявлением их переотложения в виде редких бородок на щебне и отсутствие миграции карбонатов к фронту промерзания в отличие от почв на подобных породах на высотном уровне 600–700 м [11]. *Элювирирование и иллювирирование глинистого материала*, что обусловливает формирование как признаков, так и самостоятельных горизонтов. Наличие этих процессов подтверждается исследованием вещества почв на макро- и микроуровнях, а также профильным изменением минералогического состава, обусловленного трансформацией слюд, которая усиливается в верхней части профиля по мере развития текстурной дифференциации.

Текстурно-дифференцированные почвы образуются только на высотах более 1000 м, что было отмечено ранее [11]. В данном случае абсолютные высоты определяют степень гумидности климата: количество осадков более 600 мм и более низкие летние температуры, чем в долинах на $\sim 3\text{--}3.5^{\circ}\text{C}$ [17]. С почвообразующими породами проявление текстурной дифференциации и даже процессов элювирирования не связано: на наиболее опесчаненных субстратах такого проявления не обнаружено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суглинистые, с высоким содержанием валового и дитионитрастворимого железа почвы, развитые на карбонатных красноцветных отложениях в южной части Лено-Ангарского плато, характеризуется слюда-хлоритовой ассоциацией индивидуальных глинистых минералов. Их минералогический состав (присутствие диоктаэдрических слюд и хлорита либо диоктаэдрических слюд и триоктаэдрического хлорита) отражает пространственную вариацию минералогического состава красноцветных отложений. Исследованные почвы иллюстрируют реализацию различных направлений почвообразования: структурно-метаморфического и текстурно-дифференцированного – интенсивность проявления которых различна и зависит от абсолютной высоты местности. Формирование текстурно-дифференцированных почв происходит в наиболее гумидных условиях на высотах более 1000 м. Тем не менее, признаки иллювирирования прослеживаются и на более низких уровнях. Почвы классифицируются как подзолистые грубогумусированные остаточно-карбонатные красноцветные. Для них характерна вертикальная однородность почвообразующего материала, слабая дифференциация по цвету с сохранением красноватого оттенка в элювиальном горизонте, отчетливая дифференциация по илу с редуцированной

мощностью иллювиального горизонта из-за близкого залегания карбонатов.

Почвы в высотном ряду от 800 до 1000 м классифицированы как буроземы грубогумусированные, остаточно карбонатные, красноцветные – иллювиально-глинистые и оподзоленные. Различия почв обусловлены изменением гумидности климата, связанной с высотой местности.

БЛАГОДАРНОСТЬ

XRD- и IR-данные получены в ресурсном центре СПбГУ “Рентгенодифракционные методы исследования”.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Микроморфологический анализ промерзающих почв выполнен при поддержке РНФ (проект № 23-77-10046). Генетико-морфологический анализ полученного в полевых условиях материала выполнен в рамках государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0010.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24120031>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алябина И.О. Оценка роли почвообразующего потенциала природных факторов в формировании почвенного покрова на основе геоинформационных технологий. Автореф. дис. ...докт. биол. наук. М., 2016. 51 с.
2. Алябина И.О., Неданчук И.М. Оценка связи распространения почвенных горизонтов с климатическими параметрами // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1165–1176.
3. Бадмаев Н.Б. Координатный анализ и принципы распознавания почв. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2008. 206 с.
4. Волобуев В.Р. Экология почв. Баку: Изд-во Академии наук Азербайджанской ССР, 1963. 260 с.

5. Воробьева Г.А. Особенности эволюции и генезиса почв Лено-Ангарского плато. Дис. ...канд. биол. наук. Иркутск, 1972. 258 с.
6. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья. Иркутск.: Иркут. гос. ун-т., 2010. 205 с.
7. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
8. Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон. Пущино: Пущинский научный центр РАН, 1992. 215 с.
9. Герасимова М.И., Kovda I.B., Lebedeva M.P., Turcina T.B. Микроморфологические термины как отражение современного состояния исследований микростроения почв // Почвоведение. 2011. № 7. С. 804–817.
10. Государственная почвенная карта СССР. Лист N-48 (Иркутск). М., 1977.
11. Горячkin C., Лесовая C., Конюшков D. Почвы на карбонатных породах Прибайкалья: педоклиматогенная специфика химико-минералогических свойств и генезиса // Генеза, географія та еколо-гія ґрунтів. Львів. 2008. С. 205–213.
12. Горячkin C.B., Водяницкий Ю.Н., Конюшков D.E., Лесовая C.H., Мергелов H.C., Титова A.A. Биоклиматогенные и геогенные проблемы географии почв северной Евразии // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2008. № 62. С. 48–68.
13. Градусов Б.П., Воробьева Г.А. Реликтовые глинистые минералы в почвах на верхнекембрийских породах Ангаро-Удинского водораздела и связанные с ними особенности выветривания и почвообразования // Известия АН СССР. 1969. Сер. географическая. № 2. С. 76–81.
14. Градусов Б.П., Урусевская И.С. Особенности глинистого материала дерново-карбонатных и дерново-подзолистых почв западных и восточных районов Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. 1974. Сер. Биология-почвоведение. № 6. С. 105–113.
15. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы / Под ред. Н. С. Малич. М.: Аэрогеология, 1976. 9 л.
16. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
17. Коновалова Т. И., Ноговицын В. Н. Геосистемы Лено-Ангарского плато // Известия Иркутского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 14. С. 46–54.
18. Кузьмин В.А. Почвы Предбайкалья и Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1988. 175 с.
19. Лесовая С.Н. Генезис и география почв на красноцветных породах европейской территории России. Автореф. дис. ...докт. геогр. наук. СПб, 2005. 34 с.
20. Лесовая С.И., Гойло Э.А., Чижикова Н.П. Минералогический состав красноцветных отложений и его влияние на почвообразование в северо-таежной подзоне европейской территории России // Почвоведение. 2005. № 8. С. 1001–1011.
21. Лещиков Ф.Н. Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 142 с.
22. Макеев О.В. Дерново-подзолистые почвы на различных породах Среднесибирского плоскогорья // Известия биолого-географического научно-исследовательского института ИГУ. Иркутск. 1951. 106 с.
23. Макеев О.В. Дерновые таежные почвы Средней Сибири. Улан-Удэ, 1959. 350 с.
24. Надеждин Б.В. Лено-Ангарская лесостепь (почвенно-географический очерк). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 328 с.
25. Николаев И.В. Почвы Иркутской области. Иркутск, 1948. 404 с.
26. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977. 198 с.
27. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. 2008. 182 с.
28. Сazonov A.G. Почвы Лено-Ангарского плато и их хозяйственное использование. Автореф. дис. ...канд. биол. наук. Иркутск, 1969. 23 с.
29. Соколов И.А. Об экологии почв // Проблемы почвоведения. М.: Наука. 1982. С. 103–107.
30. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Мяктыова В.В., Филинов И.А. Геоморфология и морфотектоника Лено-Ангарского плато // Геоморфология. 2005. № 2. С. 97–106.
31. Физическая карта Иркутской области [электронный ресурс]. – http://irkipedia.ru/content/geograficheskaya_karta_irkutskoy Oblasti (дата обращения: 15.10.2023).
32. Bayliss P., James D.P. Di/Dioctahedral chlorite-vermiculite-montmorillonite irregular mixed-layer mineral // Clay Miner. 1981. V. 16. P. 213–215.
33. Churchman G.J. Clay minerals formed from micas and chlorites in some New Zealand soils // Clay Miner. 1980. V. 15. P. 59–76. <https://doi.org/10.1180/claymin.1980.015.1.05>
34. Delvaux B., Mestdagh M.M., Vielvoye L., Herbillon A.J. XRD, IR and ESR study of experimental alteration of Al-nontronite into mixed-layer kaolinite/smectite // Clay Miner. 1989. № 24. P. 617–630.
35. Harris W., White N.G. X-ray diffraction techniques for soil mineral identification / Methods of Soil Analysis. Editors: Ulery A.L., Drees L.R. Part 5. Mineralogical Methods, SSSA Book Series, No. 5. Madison, Wisconsin, 2008. 81–115 p.
36. IUSS Working Group WRB. 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating

- legends for soil maps. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
37. Kodama H., Oinuma K. Identification of Kaolin Minerals in the Presence of Chlorite by X-Ray Diffraction and Infrared Absorption Spectra // *Clay Clay Miner.* 1962. V. 11. P. 236–249.
 38. Madejová J., Komadel P. Baseline studies of the clay minerals society source clays: infrared methods// *Clay Clay Miner.* 2001. V. 49. P. 410–432.
 39. Merceron T., Inoue A., Bouchet A., Meunier A. Lithium-bearing donbassite and tosudite from Echassieres, massif Central, France// *Clay Clay Miner.* 1988. V. 36. P. 39–46.
 40. Petit S., Prot T., Decarreau A., Mosser C., Toledo-Groke M.C., Crystallochemical study of a population of particles in smectites from a lateritic weathering profile // *Clay Clay Miner.* 1992. V. 40. P. 436–445.
 41. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Sections. Second edition. John Wiley Sons, 2021. 256 p.
 42. Wilson M.J., Bain D.C., Duthie D.M.L. The soil clays of Great Britain: II. Scotland // *Clay Miner.* 1984. V. 19. P. 709–735.

Soils on Red-Colored Calcareous Substrate from Lena-Angara Plateau: Factor Limits of Clay Differentiation

S. N. Lessovaia^{1,*}, S. V. Goryachkin², A. A. Sokolov¹,
T. V. Romanis³, D. E. Konyushkov⁴, and O. G. Lopatovskaya⁵

¹Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199178 Russia

²Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

³Melnikov Permafrost Institute SB of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, 677010 Russia

⁴Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

⁵Irkutsk State University, Irkutsk, 664011 Russia

* e-mail: s.lesovaya@spbu.ru

The study objects are represented by the soils on red-colored carbonate substrate located in the southern part of the Lena-Angara plateau. The areas of such substrates are widespread in Eastern Siberia. Pedogenesis has led to Luvisols formation with different level of profile differentiation affected by the altitude areas. All soils are loamy and characterized by the high proportions of the total and dithionite extractable iron. Clay mineralogy of the clay size fraction of the studied soils has illustrated the spatial variation of the mineralogy of the red colored substrate. The latter is characterized by illite – chlorite association of the pure clay minerals within predominance of the dioctahedral minerals (mica and sometimes di-chlorite). Formation of the differentiated profile – Calcaric Albic Rhodic Luvisol occurs in the most humid environment realized at altitudes more than 1000 m. The specificity of such soils is: vertical homogeneity of parent substrate; weak color differentiation within reddish tint in the upper part; distinct differentiation of the clay size fraction, and a reduced thickness of illuvial horizon due to close occurrence of the hard carbonate substrate. The signs of clay illuviation are less pronounced in the soils from the levels lower than 1000 m that led to Calcaric Chromic Luvisol and Calcaric Rhodic Luvisol formation.

Keywords: soil factor ecology, weakly and significantly differentiated soils, Calcaric Albic Rhodic Luvisol, Calcaric Chromic Luvisol, Calcaric Rhodic Luvisol, micromorphological features of soils, di- and trioc-tahedral chlorite, illite

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВИДА УГОДЬЯ И ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД НА СОДЕРЖАНИЕ И ЗАПАСЫ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В МЕЛИОРИРОВАННЫХ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВАХ, ТВЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ

© 2024 г. Н. И. Лозбенев^{a,*} (<https://orcid.org/0000-0003-0377-3124>),
Д. Н. Козлов^a (<https://orcid.org/0000-0003-0103-0300>),
П. П. Филь^a (<https://orcid.org/0000-0002-9851-5381>),
Н. Б. Хитров^a (orcid.org/000-0001-5151-5109),
П. М. Шилов^a (<https://orcid.org/0000-0003-4113-6396>)

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

*e-mail: nlozbenev@mail.ru

Поступила в редакцию 20.05.2024 г.

После доработки 28.06.2024 г.

Принята к публикации 30.06.2024 г.

Представлены результаты оценки базового уровня содержания, запасов органического углерода (C_{opr}), плотности почв, показателей их пространственного варьирования и дифференцированного вертикального распределения в пределах слоя 0–40 см в агродерново-подзолистых почвах на морене (Albic Gleyic Retisols (Episiltic, Anoloamic, Aric, Ochric)) и агродерново-подзолах на песках (Albic Podzols (Arenic, Aric, Ochric)) на мелиорированных закрытым дренажом пашне, сенокосе и залежах на 13 динамических площадках тестового полигона в Тверской области, Россия. Установлена высокая пространственная вариабельность содержания C_{opr} в почвах на малых расстояниях (площадка 30 × 30 м), которая в 5–10 раз выше воспроизводимости определения показателя методом сухого сжигания. Оценки среднеквадратического отклонения запасов C_{opr} нелинейно увеличиваются по мере увеличения мощности оцениваемого слоя от 1–5 т/га для слоя мощностью 5 см до 10–20 т/га для слоя 0–40 см. На основе дифференцированного отбора образцов почв по глубине из тонких слоев в пределах слоя 0–40 см установлено следующее. На пашне в севообороте отмечаются равномерное вертикальное распределение C_{opr} в пределах пахотного горизонта и статистически незначимые различия запасов C_{opr} в слоях 0–10 и 10–20 см. В почвах на морене после вегетации многолетних трав в течение 5 лет и на залежах длительностью от 5 до 20 лет формируется дернина мощностью 3–10 см, аккумулятивное вертикальное распределение C_{opr} с максимумом возле дневной поверхности при отсутствии значимых различий запасов C_{opr} в верхней и нижней частях бывшего пахотного горизонта. В почвах на песках выявлены аналогичные закономерности на общем фоне более низкого содержания и запасов C_{opr} .

Ключевые слова: песчаные почвы, агродерново-подзолы, агродерново-подзолистые почвы, пашня, сенокос, залежь, многолетние травы, пространственное варьирование

DOI: 10.31857/S0032180X24120047, **EDN:** JDQIMK

ВВЕДЕНИЕ

Осознание проблемы глобального изменения климата усилило заинтересованность мирового сообщества в низкоуглеродном развитии экономики. Киотская и Парижская конференции обозначили научно-правовые рамки этого направления. Во исполнение решений международного

сообщества в нашей стране создается национальная система мониторинга климатически активных газов, которая призвана служить основой правовой регламентации выбросов и утилизации таких газов и проведения экологической (низкоэмиссионной) трансформации отраслей экономики Российской Федерации [21, 22]. В настоящее время система мониторинга климатически активных веществ в

РФ включает в себя наблюдения Росгидромета. Согласно Национальному кадастру антропогенных выбросов [27] вклад сельскохозяйственных угодий РФ в баланс парниковых газов в секторе “Землепользование, изменения в землепользовании и лесное хозяйство” составляет 13.7%. Однако неопределенность этой оценки крайне высока, поскольку баланс считается по показателям биомассы сельскохозяйственных культур и изменения запасов углерода почвы уровня 1 Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) по умолчанию, т.е. без учета особенностей природных и хозяйственных условий РФ [50].

Для решения этой научно-методической проблемы в составе консорциума ведется выполнение работ на тему “Разработка системы мониторинга и учета данных о потоках парниковых газов и углеродного цикла в наземных экосистемах Российской Федерации” [23]. В нее входит задача разработки и научного обоснования сбора, обработки, анализа, хранения и использования достоверных и международно-признаваемых наблюдаемых и расчетных данных для объективной оценки показателей бюджета углерода в агроэкосистемах Российской Федерации как компонента Единой национальной системы мониторинга климатически активных веществ.

Запасы углерода в сельскохозяйственных почвах России весьма значительны и играют важную роль в углеродном балансе планеты. Согласно данным карты глобальных запасов органического углерода в почвах (GSOCmap ФАО ООН) [41], Россия входит в число десяти стран с самыми высокими углеродными запасами в почвах. На сегодняшний день в российском и мировом сообществе существуют значительные разнотечения в применяемых подходах, методах и конкретных оценках запасов углерода в почвах. Она проводится по моделям и с использованием прямых наблюдений. Модельные подходы применяются для региональных [26, 52] и глобальных расчетов [49, 57]. В крупнорегиональных обзорах по территории России приводятся результаты оценок запасов и бюджета углерода в почвах, в том числе сельскохозяйственных земель [59, 61, 67]. В некоторых странах оценки содержания органического вещества почвы в региональном масштабе проводятся на основе результатов государственного мониторинга сельскохозяйственных земель, аналогичным работам российской агрохимической службы министерства сельского хозяйства [65, 66]. Также обсуждается проблема пространственно-временной изменчивости запасов углерода на разных пространственных уровнях [38, 55].

Российские исследования, посвященные анализу содержания углерода в почвах сельскохозяйственных угодий, часто содержат противоречивые данные о том, что увеличиваются или уменьшаются

запасы углерода в зависимости от истории землепользования, биоклиматических и литологических факторов [1, 2, 13, 33]. Для оценок постагрогенной динамики широко применяются методы хронорядов, когда в пространстве находят аналогичные в почвенно-ландшафтном отношении участки в разных стадиях сукцессионного развития [2, 6, 13, 14, 17, 25, 26, 30, 33].

Большое количество иностранных исследований посвящено изменению содержания и запасов углерода в почвах при изменении технологий обработки почвы, систем земледелия или землепользования [56, 72]. В них даются оценки эффективности применения разных типов агротехнологий для накопления органического вещества в почвах [40, 70], рассматривается соотношение вкладов почвообразующих пород и генетических типов почв в формирование пула углерода при разных технологиях земледелия [42, 47, 48].

Значительные разнотечения имеются в вопросах выбора методики отбора образцов. Встречаются предложения об отборе по регулярной сетке [42], случайным образом [69] или на ключах от 3 до 9 точек послойно на глубину гумусированной толщи на небольших расстояниях с определением в одной или всех точках плотности почв для сравнения запасов углерода в разных типах землепользования [43, 44, 47, 58, 62]. Послойный отбор до глубины 100 см по трансектам бывает совмещен с полевыми или стационарными измерениями дыхания почв [64], что позволяет оценить изменение запасов углерода и интенсивности дыхания при изменении типа землепользования. Также встречается, на наш взгляд, не вполне обоснованный и критикуемый [63] подход с применением педотрансферных функций для экстраполяции на нижележащие слои почв содержания углерода и плотности почв [64].

В последнее десятилетие активно обсуждается использование эквивалентной массы почвы вместо фиксированной мощности слоя при определении запасов углерода, однако серьезные разнотечения при использовании этого метода разными научными группами не позволяют уверенно переходить к его применению [71].

Многие работы, проводимые по всему миру, констатируют значительное пространственно-временное варьирование запасов углерода в почвах [38], однако до сих пор не выработана единая методика учета запасов углерода в почвах таким образом, чтобы можно было достоверно выявить различия между типами землепользования и типами почв. Отсюда вытекает необходимость разработки и апробации такой методологии.

Цель статьи – представить результаты оценки базового уровня содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ в агроценозно-подзолистых почвах на морене и

агродерново-подзолах на песках на мелиорированной пашне, сенокосе и залежах тестового полигона ВНИИМЗ (Всероссийский научно-исследовательский институт мелиорированных земель – филиал Федерального исследовательского центра Почвенный институт имени В.В. Докучаева).

ОБЪЕКТЫ

Объектом исследования выступают почвы и сельскохозяйственные угодья тестового полигона Всероссийского научно-исследовательского института мелиорированных земель (ВНИИМЗ) в Калининском районе Тверской области (пос. Эммаус, около г. Тверь) (рис. 1а, 1д). Он расположен в природной зоне южной тайги с хвойно-широколиственными лесами [15, 16], по природно-сельскохозяйственному районированию СССР [24] – в Западной подпровинции Среднерусской провинции. Согласно физико-географическому

районированию Нечерноземного центра [3] участок входит в Верхневолжскую низменную озерно-зандровую провинцию, физико-географический район Калининская гряда (рис. 1б).

Агроклиматические показатели рассчитаны по данным метеостанции “Тверь” (Всемирная метеорологическая организация № 27402), находящейся в 17 км от тестового полигона. Сумма осадков за год в среднем за период 2018–2022 гг. составила 660 мм, минимум – 548 мм, максимум – 686 мм, что немного меньше по сравнению с 30-летним периодом 1992–2022 гг. – среднее 674 мм, минимум – 449 мм, максимум – 986 мм. В течение вегетационного периода с мая по октябрь выпадает 50–70% годовой суммы осадков, за последние 30 лет в среднем 413 мм, минимум – 188 мм, максимум – 658 мм. Среднее значение годового коэффициента увлажнения (отношение потенциальной испаряемости к сумме осадков) за последние 30 лет равно 1.2, гидротермического коэффициента Селянинова – 1.4.

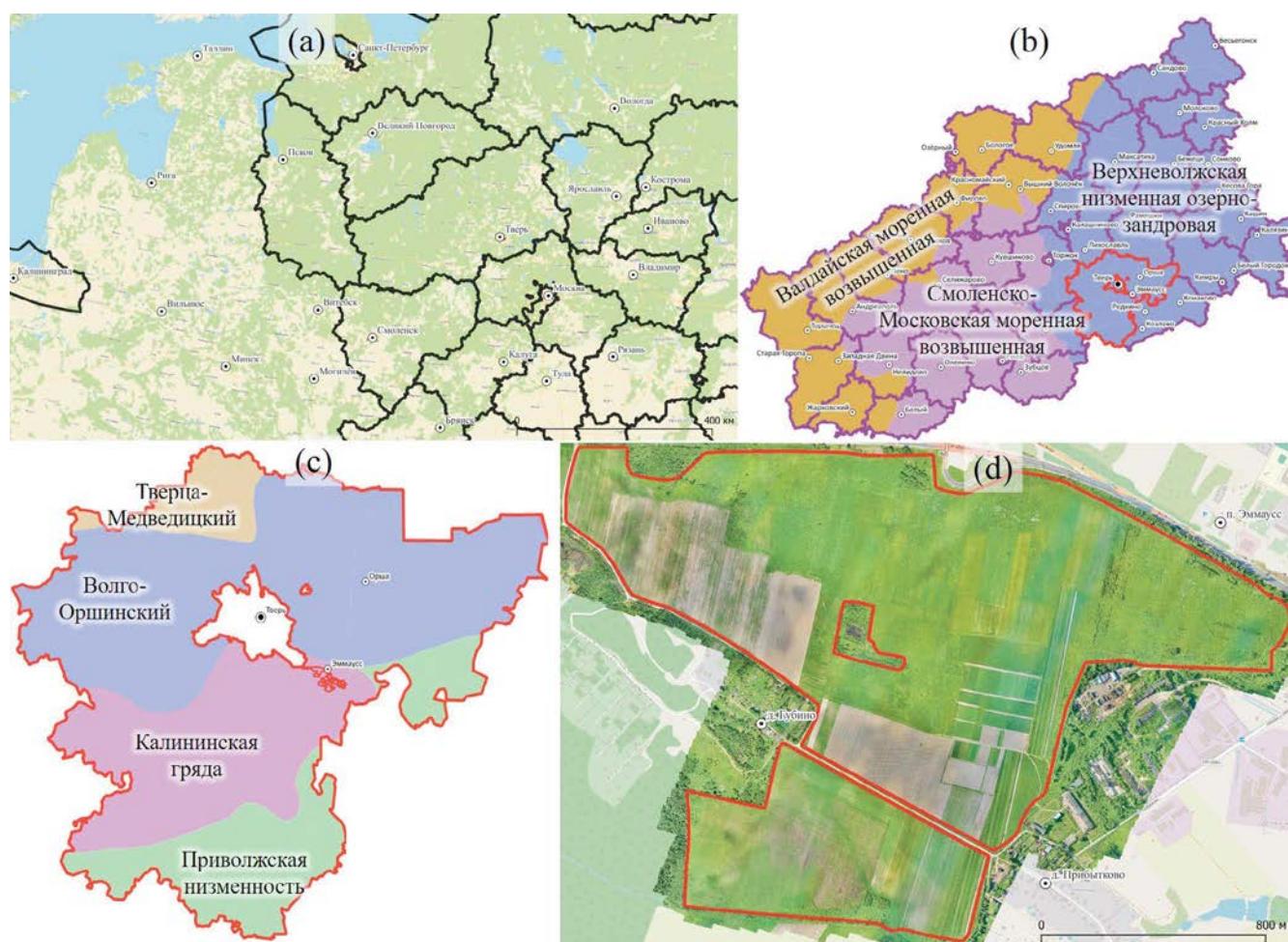


Рис. 1. Географическое положение тестового полигона ВНИИМЗ: (а) – северо-запад европейской части России; (б) – физико-географическое и административно-территориальное деление Тверской области; (с) – физико-географическое деление Калининского района; (д) – ортофотоплан тестового полигона.

Средняя годовая сумма температур выше 5°C за последние 30 лет составила 2654.9°C с тенденцией увеличения в последние 5 лет – 2743.6°C. Аналогично изменяется средняя годовая сумма температур выше 10°C – за последние 30 лет 2305.1°C, за последние 5 лет – 2337.8°C.

Территория находится в полосе перехода моренной Калининской возвышенности к зандровой Верхневолжской низменности. Центральная часть участка с абсолютными высотами до 165 м представляет собой моренный холм, перекрытый тонким чехлом покровных отложений. Южная и северная части участка с высотами около 155 м – краевые части зандров и террас, сложенные двучленными отложениями – песками и супесями, перекрывающими суглинистую морену (рис. 2а).

Почвообразующие породы представлены двумя генетическими типами отложений – моренными суглинками и плащом зандровых и аллювиальных песков и супесей разного возраста. Поверхность моренных суглинков имеет сложный внутренний микрорельеф в результате частичного ее размыва. Мощность поверхностного плаща песков и супесей сильно варьирует в пространстве от 10–20 см до 2–3 м. В результате на территории тестового полигона преобладают двучленные почвообразующие породы с разной мощностью облегченного по гранулометрическому составу поверхностного плаща (рис. 2б).

Сельскохозяйственные угодья в 2022 г. на тестовом полигоне были представлены пашней и залежами разного возраста. Дополнительно для

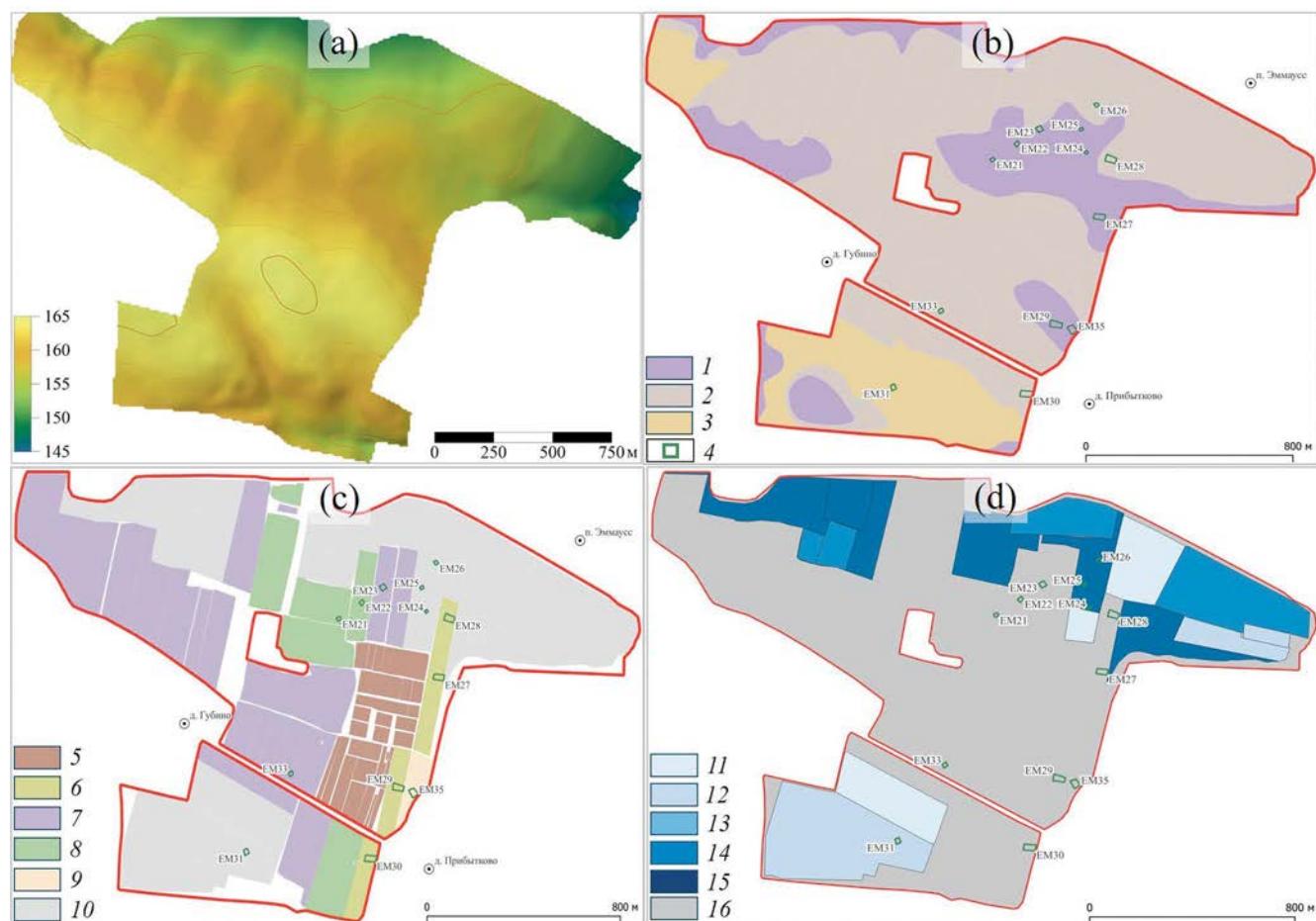


Рис. 2. Геолого-геоморфологическая и хозяйственная структура тестового полигона: (а) – абсолютные высоты, м; (б) – почвообразующие породы, цифрами обозначена глубина верхней границы суглинистой морены: 1 – преимущественно до 50 см, с варьированием в интервале 20–60 см на расстояниях 20–40 м; 2 – преимущественно от 50 до 100 см с варьированием 20–50 см на расстояниях до 50 м; 3 – преимущественно более 100 см; 4 – положение динамических площадок и их названия; (с) – схема сельскохозяйственных угодий и видов режимов их использования на конец 2022 г., цифрами обозначены: 5 – пашня, опытные посевы, 6 – пашня, агроландшафтные посевы “трансекта”, 7 – пашня, производственные посевы, 8 – многолетние травы длительностью более 5 лет, 10 – залежь; (д) – ориентировочные сроки длительности залежи: 11 – до 5 лет, 12 – 5–10 лет, 13 – 10–20 лет, 14 – 20–30 лет, 15 – более 30 лет; 16 – пашня.

исследований использовали участок сенокоса, расположенный в 3 км к востоку также на землях ВНИИМЗ. Большая часть полигона была осушена в 1980-х годах системой закрытого дренажа, заложенного на глубину 1 м с расстоянием между дренажами 20–40 м [37]. В пределах пашни выделено пять групп режимов ее использования (рис. 2с): (1) экспериментальные делянки разного размера, на которых ведут полевые опыты сотрудники ВНИИМЗ; (2) особый агроландшафтный опыт с севооборотом: яровая пшеница–горчица–озимая рожь–овес– многолетние травы (два года); (3) массивы сеянных многолетних трав с длительностью бессменного произрастания 6 и более лет [18, 19]; (4) небольшой участок сеянных многолетних трав, который около 10–15 лет используется для выпаса коров [7, 8]; (5) производственные поля, на которых в севообороте возделываются однолетние и многолетние травы на семена или сено, озимая и яровая пшеница, озимая рожь, горчица, картофель. Во второй половине XX в. вся территория полигона использовалась под пашню. В 2022 г., когда проводился отбор образцов почв на динамических площадках, земли, находящиеся в залежи 5 до 40 лет (рис. 2д), были расположены в южной и северной частях полигона. Массив пашни с разным режимом использования был сосредоточен в центральной части полигона.

Согласно почвенно-экологическому районированию [9] исследуемая территория входит в II – boreальный географический пояс, II – Европейско-Западно-Сибирскую таежно-лесную почвенно-биоклиматическую область, Е – зону дерново-подзолистых почв южной тайги, Е3 – среднерусскую южно-таежную провинцию, Е3 V – Бежецкий округ: почвенный округ дерново-мелко- и неглубокоподзолистых суглинистых почв на моренных отложениях, местами перекрытых покровными суглинками. Более детальная характеристика почв и почвенных комбинаций тестового полигона и динамических площадок представлена в разделе “Результаты”.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для описания почвенно-ландшафтных условий тестового полигона использован широкий спектр архивных материалов и собственных обследований геолого-геоморфологических условий и структуры почвенного покрова. Геоморфологические условия полигона охарактеризованы по цифровой модели рельефа разрешением 2 м, построенной с использованием лазерного сканера АГМ-МС1 базируемого на Velodyne Lidar на борту беспилотного воздушного судна Геоскан – 401 и базовой станции Stonex S9III+.

Геологические условия – на основе карты четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000, которая

дала информацию об общем составе отложений и чередовании слоев. Более подробная информация получена из почвенно-мелиоративного плана осущеной части земель масштаба 1 : 5000. На нем отображены положение магистральных и второстепенных осушительных каналов, а также схема закрытого дренажа и состав отложений.

Кроме того, использованы почвенная карта и карта агропроизводственных групп почв масштаба 1 : 10000 бывшего ОПХ “Заветы Ленина”, составленные в 1980-е годы в ходе пятого тура обследования ГИПРОЗЕМа. Карты обладают высокой точностью описания структуры почвенного покрова и использовались для составления обновленной почвенной карты и размещения динамических площадок.

В течение сезона 2022 г. было проведено почвенное обследование на базе архивных и дистанционных материалов. Предварительно выполнена оптическая съемка полей с беспилотного летательного аппарата и составлен ортофотоплан разрешением 15 см/пиксел. На основе этой и лидарной съемок, архивных материалов выполнено полевое обследование, которое включало описание 147 разрезов и буровых, в которых фиксировались морфология почвы, литология, глубина грунтовых вод, состав и состояние растительности. Определено, что для почв тестового полигона характерны два ведущих фактора, определяющих их классификационное различие: глубина залегания суглинистой щебнистой морены московского возраста, а также глубина и интенсивность проявления оглеения. По соотношению этих факторов и собственным генетическим свойствам почв в пределах землепользования института выделено 14 микроструктур почвенного покрова. Плакорные позиции на моренно-водно-ледниковых холмах занимают дерново-подзолистые не оглеенные и глеевые супесчано-среднесуглинистые пахотные осущеные почвы, залегающие на моренных суглинках. В микроложбинах сформировались профильно-глеевые варианты этих почв. Значительные площади в краевых частях холмов занимают двучлены с мощностью песчаного слоя 50–100 см или более 1 м (рис. 2б). Для них характерны дерново-подзолы обычные, глеевые и глеевые (в крупных ложбинах) супесчаные пахотные осущеные почвы, сформированные на песках, подстилаемых моренным суглинком с большой глубиной.

Определение последней даты открытой поверхности почвы. Возможность спектрально обнаружить открытую поверхность почвы усложняется короткими временными промежутками: весной между сходом снежного покрова и началом вегетации, и осенью между выполнением обработки почвы, и установлением снежного покрова. В это время года над тестовым полигоном часто устанавливается облачная погода, препятствующая зондированию

поверхности. Влияние оказывает изменчивость шероховатости и влажности поверхности [28, 60]. Следовательно, получение достоверной информации о наличии или отсутствии открытой поверхности почвы возможно только с применением мультивременных данных.

Для решения задачи о выявлении последнего года наличия открытой поверхности почвы в пределах границ полей была использована платформа Google Earth Engine [68]. В качестве расчетных спектральных данных использовали все малооблачные сцены (<10%) в период май–апрель и октябрь–ноябрь систем Landsat 4, Landsat 5, Landsat 7, Landsat 8 и Landsat 9 с 1985 по 2022 гг. Для анализа использовали данные из коллекции Tier 1, затем их обрабатывали алгоритмами LEDAPS [53, 54]. После выполнения калибровки и гармонизации спектральных областей данные разных систем сканирования объединяли в шесть каналов: синий (B), зеленый (G), красный (R), ближний инфракрасный (NIR), коротковолновый инфракрасный 1 (SWIR1) и коротковолновый инфракрасный 2 (SWIR2). Для выявления открытой поверхности почвы применяли алгоритм GEOS3 [45]. Для каждой полученной сцены рассчитывали индексы NDVI, NBR2 и VNSIR:

$$\text{NDVI} = \frac{(\text{NIR} - \text{R})}{(\text{NIR} + \text{R})}, \quad (1)$$

$$\text{NBR2} = \frac{(\text{SWIR1} - \text{SWIR2})}{(\text{SWIR1} + \text{SWIR2})}, \quad (2)$$

$$\text{VNSIR} = 1 - ((2\text{R} - \text{G} - \text{B}) + 3(\text{SWIR2} - \text{NIR})), \quad (3)$$

где R G, B, NIR, SWIR1, SWIR2 – гармонизированные спектральные каналы систем Landsat 5, Landsat 7, Landsat 8, Landsat 9. В качестве порога открытой поверхности почвы для NDVI использовали диапазон от -0.25 до 0.25, для NBR2 от -0.3 до 0.1, а для VNSIR принимали значения <0.9 [46]. Каждому пиксели для каждого года с 1985 по 2022 гг. в пределах полей присваивали значения: 1 – открытая поверхность почвы в текущем году встречалась, 2 – открытая поверхность не встречалась. Затем для каждого пикселя в пределах полей присваивали значение последнего по хронологии года, в котором суммарно во всех сценах в течение года открытая поверхность почвы встречалась более чем на 95% площади, результат работы алгоритма показан на рис. 2d. Алгоритм реализован в Google Earth Engine с использованием JavaScript API, разрешение данных 30 м.

Методика отбора образцов для определения запасов углерода. Для оценки базового уровня содержания, запасов органического углерода и характеристики варьирования в пространстве и по глубине

в почвах сельскохозяйственных угодий заложена серия динамических площадок. Каждая площадка имеет размер 30 × 30 м и включает 9 индивидуальных точек опробования, расположенных крестом. Расстояние между соседними точками вдоль луча 6 м. Во всех 9 точках выполнен дифференцированный отбор образцов почв по глубине тонкими слоями толщиной 5–10 см на содержание органического углерода [35] по схеме 0–5, 5–10, 10–20, 20–30, 30–40 см. Морфологическое описание почвенного профиля и идентификация почв проведены по трем классификациям почв: СССР (далее К-1977) [11], России (далее РК-2004(22)) [10, 20, 36, 37] и международной (далее WRB) [51]. В центральной точке помимо отбора образцов на содержание органического углерода по тем же слоям определяли плотность почвы в 5-кратной повторности. Объем режущего полого цилиндра 212 см³ (высота 4 см, диаметр 8.22 см). Расстояние между цилиндрами 6–10 см вдоль подготовленной горизонтальной площадки на глубине, соответствующей верхней границе или центральной части анализируемого слоя. На динамических площадках с почвами, содержащими гравий и камни, для пахотного горизонта в целом оценивали содержание этой фракции частиц из образцов массой более 2 кг путем отсея их на сите с отверстиями 2 мм и взвешивания, вводя поправку на влажность мелкозема. Всего на одной динамической площадке отбирали 45 индивидуальных образцов на содержание органического углерода (9 точек по 5 глубинам), 25 образцов на плотность и влажность почв (5 повторений на 5 глубинах) и, если в этом была необходимость, 9 образцов из пахотного горизонта в целом на содержание фракции частиц >2 мм.

Содержание органического углерода во всех образцах определяли методом сухого сжигания на анализаторе Metavak CS производства ООО НПО Эксан, Россия. В исследованных почвах отсутствуют карбонаты, поэтому общее содержание углерода, полученное методом сухого сжигания, принимали за содержание органического углерода. В 41 образце дополнительно содержание органического углерода определяли методом Тюрина по ГОСТ 26213 [4]. Состоительность применения именно этого подхода обоснована в работе Когута [12].

В октябре 2022 г. заложено 13 динамических площадок наземного мониторинга на разных сельскохозяйственных угодьях и почвообразующих породах (табл. 1, рис. 2, табл. S1).

Запасы C_{опр} в отдельных слоях рассчитывали по уравнению:

$$\text{St.SOC} = C h \rho (1 - fr),$$

где St.SOC – запас углерода в отдельном слое, т/га; C – содержание органического углерода в слое почвы, %; h – мощность слоя, см; ρ – плотность

Таблица 1. Общая характеристика динамических площадок (отбор 19–21 октября 2022 г.)

Номер	Угодье	Рельеф	Высота, м	Растительность	Почвенный покров и почвообразующие породы
ЕМ-21	Пашня, многолетние травы 6 лет	Ровный пологий склон, северная экспозиция, уклон до 1°	158.2	Многолетние травы с 2018 г.: бобово-злаковая травосмесь на основе клевера лугового (<i>Trifolium pratense L.</i>), люцерны изменчивой (<i>Medicago x varia Arcang.</i>) и злаковых трав: тимофеевки луговой (<i>Phleum pratense L.</i>) и овсяницы луговой (<i>Festuca pratensis L.</i>).	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)
ЕМ-22	Пашня, многолетние травы 6 лет	Ровный пологий склон, северная экспозиция, уклон 1°	157.5	Многолетние травы с 2019 г.: бобово-злаковая травосмесь на основе клевера лугового (<i>Trifolium pratense L.</i>), люцерны изменчивой (<i>Medicago x varia Arcang.</i>) и злаковых трав: тимофеевки луговой (<i>Phleum pratense L.</i>) и овсяницы луговой (<i>Festuca pratensis L.</i>).	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)
ЕМ-23	Пашня, первый год севооборота после поднятия пласта многолетних трав	Ровный пологий склон, северная экспозиция, уклон 1.2°	156.7	Стерня пшеницы, предшественник – многолетние травы	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)
ЕМ-24	Залежь 5 лет	Ровный пологий склон, северная экспозиция, уклон до 1°	157.2	Сорная растительность: пырей (<i>Elymus repens</i>), ежа сборная (<i>Dactylis glomerata</i>)	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)

Продолжение табл. 1

Номер	Угодье	Рельеф	Высота, м	Растительность	Почвенный покров и почвообразующие породы
EM-25	Залежь более 30 лет	Ровный пологий склон, северная экспозиция, уклон 1°	156.3	Сорная растительность: пырей (<i>Elymus repens</i>), ежа сборная (<i>Dactylis glomerata</i>)	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)
EM-26	Залежь более 30 лет	Ровный пологий склон, северная экспозиция, уклон до 1°	154.3	Разреженный покров сорных трав	Агродерново-подзолы глеевые супесчано-песчаные (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на песке, подстилаемом с 90–100 см суглинистой мореной
EM-27	Пашня в севообороте	Вытянутая вогнутая поверхность (широкая ложбина) на пологом склоне восточной экспозиции, уклон до 1°	156.7	Стерня озимой ржи, предшественник – травы 2 года (бобово-злаковая (клеверово (<i>Lagopus pratensis</i>))-тимофеевчая (<i>Phleum pratense</i>)) травосмесь)	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)
EM-28	Пашня в севообороте	Ровный пологий склон, северо-восточная экспозиция, уклон 1°	156.3	Стерня озимой ржи, предшественник – травы 2 года (бобово-злаковая (клеверово (<i>Lagopus pratensis</i>))-тимофеевчая (<i>Phleum pratense</i>)) травосмесь)	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)
EM-29	Пашня в севообороте	Ровный пологий склон, восточная экспозиция, уклон 1°	163.9	Стерня озимой ржи, предшественник – травы 2 года (бобово-злаковая (клеверово (<i>Lagopus pratensis</i>))-тимофеевчая (<i>Phleum pratense</i>)) травосмесь)	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)

Окончание табл. 1

Номер	Угодье	Рельеф	Высота, м	Растительность	Почвенный покров и почвообразующие породы
ЕМ-30	Пашня в севообороте	Ровный пологий склон, южная экспозиция, уклон 1°–1.5°	161.3	Стерня озимой ржи, предшественник – травы 2 года (бобово-злаковая (клеверово (<i>Lagopus pratensis</i>))-тимофеевочная (<i>Phleum pratense</i>)) травосмесь)	Агродерново-подзолы глееватые супесчано-песчаные (Stagnic Podzol (Pantoarenic, Butyloamic, Abruptic, Aric)) на песке мощностью более 1–1.5 м
ЕМ-31	Залежь 9 лет	Ровный пологий склон, южная экспозиция, уклон до 1.5°	162.3	Сорная растительность	Агроземы постагрогенные супесчано-песчаные (Protic Arenosol (Aric, Lamellic)) на песке мощностью более 1.5 м
ЕМ-32	Сенокос	Ровная поверхность, уклон до 1°	136.5	Разнотравно-злаковый луг с примесью сорной растительности	Агродерново-подзолы глееватые постагрогенные супесчано-песчаные (Albic Podzol (Arenic)) на песке мощностью более 1.5 м
ЕМ-35	Пашня с посевом многолетних трав, используемых под выпас коров более 6 лет	Ровный пологий склон, восточная экспозиция, уклон до 1.5°	163.2	Бобово-разнотравно-злаковый луг с примесью сорной растительности	Мозаика агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на морене (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчано-песчаных (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)) на двучленных отложениях (песок на морене)

слоя почвы, г/см³; *fr* – доля крупной фракции гранулометрических элементов (частиц более 2 мм), безразмерная массовая доля от единицы, г/г. Для обобщенных слоев 0–10, 0–20, 0–30, 0–40 см величина запасов органического углерода почвы равна сумме запасов углерода составляющих отдельных слоев.

Для каждой динамической площадки получали характеристики общей статистики: (1) плотности почвы в отдельном слое; (2) содержания С_{опр} в отдельном слое; (3) запасов С_{опр} в отдельном слое; (4) запасов С_{опр} в обобщенном слое увеличивающейся мощности; (5) разности содержания С_{опр} между соседними слоями в каждой точке; (6) разности содержания С_{опр} между поверхностным слоем 0–5 см и последовательно отдельными нижележащими слоями в отдельной точке. Общая статистика включала оценку соответствия статистического распределения нормальному закону по критерию Уилка–Шапиро, объем выборки, среднее арифметическое, среднеквадратическое отклонение, асимметрию, эксцесс; минимум, нижний quartиль, медиану, верхний quartиль, максимум.

Сравнение средних значений показателей разных динамических площадок выполняли по критерию Стьюдента, дисперсий – по критерию Фишера. Расчеты выполнены в MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Почвы на динамических площадках. Динамические площадки на пашне с зернотравяным севооборотом (ЕМ-27, ЕМ-28, ЕМ-29, ЕМ-30) были расположены на участках со стерней ржи, которые находились в состоянии равновесной плотности без нарушения поверхности слоя новыми обработками.

Почвенный покров в северной части (площадки ЕМ-27, ЕМ-28 и ЕМ-29) представлен мозаикой агродерново-подзолистых глееватых супесчано-среднесуглинистых почв на двучленных отложениях с залеганием суглинистой морены в пределах 25–35 см с профилем P1–P2 – P3pb–(ELg)–BELg–BTg (Chromic Stagnic Retisol (Loamic, Aric, Cutanic, Differentic, Ochric, Raptic)) и агродерново-подзолов глееватых супесчаных на песках с залеганием

суглинистой морены глубже 60 см, имеющих профиль P1–P2–P3pb–Eg–BF–2BDg (Stagnic Albic Podzol (Anoarenic, Endoloamic, Abruptic, Aric)). По классификации почв СССР (1977) все почвы являются дерново-подзолистыми глееватыми пахотными осушенными. Площадки ЕМ-28 и ЕМ-29 находятся на сравнительно ровных или слабовыпуклых позициях рельефа, площадка ЕМ-27 – в широкой ложбине.

Гумусовый горизонт на указанных трех площадках имеет супесчаный гранулометрический состав с присутствием камней размером до 2–5 см, занимающих не более 1% по объему. Он состоит из трех подгоризонтов Р1, Р2, Р3pb (рис. S2). Поверхностный подгоризонт Р1 имеет мощность 5–10 см и наименьшую плотность от 1.25 до 1.33 г/см³ (в среднем 1.29 г/см³) за счет сохранившихся корневых систем ржи, однородную серую окраску и не прочную комковатую структуру. Срединный подгоризонт Р2 представляет нижнюю половину ежегодно оборачиваемого пахотного слоя до глубины 20–22 см, также с однородной серой окраской и более высокой плотностью от 1.32 до 1.53 г/см³ (в среднем 1.38 г/см³) (табл. 2).

Нижний подгоризонт Р3pb отличается визуально различимой морфологической неоднородностью за счет белесых или буроватых мелких (от 1 до 2–5 см в диаметре) морфонов (признак pb), представленных фрагментами припаханных ниже лежащих горизонтов Е, EL, BEL, на общем сером фоне. Плотность Р3pb незначимо отличается от Р2. Нижняя граница Р3pb очень неровная, варьирующая в интервале от 25–28 до 30–33 см, что связано с однократным проходом орудий, с помощью которых осуществляли глубокое рыхление, а также деятельностью червей, которые частично перемещают гумусированный материал пахотного слоя в нижележащие горизонты, а из последних белесый и буроватый материал вверх в пахотный.

Минеральные горизонты: песчаные подзолистый Е и иллювиально-железистый BF, легкосуглинистый элювиальный EL, переходный элювиально-иллювиальный BEL и среднесуглинистый текстурный горизонт BT – имеют самую высокую плотность от 1.64 до 1.88 г/см³. Хотя содержание гумуса в указанных горизонтах небольшое (обычно менее 0.4% органического углерода), при отборе образцов сплошной колонкой по фиксированным глубинам (в данном случае в слоях 20–30 и 30–40 см) происходит неравномерное смещение нижней части гумусового слоя и негумусированной массы минеральных горизонтов в зависимости от вариации глубины нижней границы гумусового слоя.

Площадка ЕМ-30 расположена на склоне южной экспозиции, сложенном песчаными отложениями мощностью более 100 см, ниже которых залегает легко- и среднесуглинистая морена. Почвы

представлены агродерново-подзолами иллювиально-железистыми глееватыми и неглееватыми супесчано-песчаными (профиль Р1–Р2–Р3pb–E(g)–BF(e)–BCe,f–2Dg) (рис. S3).

Гумусовый антропогенно-преобразованный горизонт супесчаного гранулометрического состава без камней имеет мощность от 27 до 36 см с медианой 30 см. Строение приблизительно такое же, как на вышеописанных площадках. В качестве особенности следует отметить наличие запаханных угольков сгоревших растительных остатков в виде черных мелких точек размером 1–3 мм в горизонтах Р3pb и немного в горизонте Р2. Под гумусовым горизонтом Р в большинстве точек опробования залегает подзолистый песчаный горизонт Е, в котором могут присутствовать признаки слабого оглеения (g). Ниже горизонта Е, или непосредственно под горизонтом Р, когда подзолистый горизонт отсутствует, сформировался иллювиально-железистый красновато-бурый горизонт с большим количеством округлых железистых конкреций диаметром 1–3 мм и сцепленных рудяковых железистых стяжений неправильной формы размером 1–3 см. В отдельных точках опробования он имеет признаки оподзоливания (признак e) в виде белесых мелких морфонов. Горизонты Е и BF представлены мелкозернистым песком без камней.

На площадках, которые 5 лет заняты многолетними травами (ЕМ-21, ЕМ-22) после пашни, почвенный покров представлен мозаикой агродерново-подзолистых постагрогенных глееватых легко-среднесуглинистых или супесчано-среднесуглинистых почв на суглинистой морене (профиль AYrz,pa – Р2–Р3pb–(ELg)–BELg–BTg) и агродерново-подзолов иллювиально-железистых глееватых постагрогенных супесчано-песчаных на двучленах (песок мощностью 60–70 см на морене) (AYrz,pa–Р2–Р3pb–Eg–BF–2BTg) (рис. S4). В отличие от площадок на полях севооборота, под многолетними травами верхняя часть пахотного горизонта Р1 преобразована корневыми системами в серогумусовый горизонт с дерниной AYrz мощностью от 5 до 10 см. Глубже строение профиля сохраняется таким же, как на пашне в севообороте. Для профиля почв площадки характерно наличие камней размером от 2 до 8 см с общим обилием в пределах верхних 40 см около 1% по объему.

Почвы площадки ЕМ-23 в 2022 г. подверглись повторной распашке после 5 лет выращивания многолетних трав. В течение одного года сформировался трехслойный пахотный горизонт Р1–Р2–Р3pb, аналогичный по своему морфологическому строению почвам севооборота.

Площадка на бывшей пашне с посевом многолетних трав, на которой последние годы пасутся коровы (ЕМ-35), по строению почвенного покрова

Таблица 2. Плотность и влажность почв динамических площадок (M – среднее арифметическое; SD – среднеквадратическое отклонение; min – минимум, max – максимум)

Площадка	Глубина, см	Плотность почвы, г/см ³				Влажность, мас. %	
		M	SD	min	max	M	SD
EM-21	1–5	1.17	0.13	1.03	1.27	28.4	4.2
	5–10	1.26	0.13	1.19	1.34	25.9	4.2
	10–14	1.36	0.04	1.31	1.40	23.4	0.3
	20–24	1.47	0.03	1.43	1.49	20.4	0.9
	32–36	1.68	0.15	1.53	1.83	15.0	3.7
EM-22	1–5	1.31	0.02	1.30	1.33	23.7	0.3
	5–10	1.32	0.04	1.29	1.34	22.2	0.8
	10–14	1.33	0.05	1.28	1.39	20.7	0.7
	20–24	1.48	0.15	1.33	1.63	20.2	0.1
	35–39	1.71	0.08	1.61	1.75	13.9	1.0
EM-23	1–5	1.24	0.06	1.17	1.27	18.4	0.5
	5–10	1.29	0.08	1.21	1.34	18.1	0.7
	10–14	1.33	0.08	1.24	1.40	17.7	0.5
	20–24	1.48	0.05	1.44	1.54	17.0	0.3
	35–39	1.52	0.03	1.49	1.54	15.8	1.3
EM-24	1–5	1.05	0.08	0.97	1.12	27.9	1.7
	5–10	1.22	0.19	1.18	1.25	23.5	1.8
	10–14	1.39	0.01	1.38	1.40	19.0	0.7
	20–24	1.42	0.03	1.40	1.45	17.5	0.5
	35–39	1.61	0.04	1.59	1.66	14.9	1.2
EM-25	1–5	1.22	0.07	1.17	1.30	21.2	2.6
	5–10	1.28	0.08	1.24	1.34	20.5	2.6
	10–14	1.34	0.05	1.29	1.38	19.7	0.1
	20–24	1.46	0.02	1.44	1.48	19.4	0.1
	35–39	1.63	0.04	1.59	1.67	15.2	2.1
EM-26	1–5	1.07	0.04	1.03	1.11	22.4	0.8
	5–10	1.23	0.18	1.20	1.26	18.9	0.9
	10–14	1.39	0.03	1.35	1.41	15.4	0.4
	20–24	1.43	0.01	1.42	1.44	14.4	0.5
	35–39	1.64	0.01	1.63	1.65	8.5	0.9
EM-27	1–5	1.29	0.04	1.27	1.34	22.0	0.5
	5–10	1.34	0.07	1.29	1.36	21.2	0.6
	10–14	1.38	0.10	1.31	1.45	20.3	0.4
	20–24	1.37	0.01	1.37	1.37	20.7	0.1
	32–36	1.88	0.03	1.86	1.91	11.9	2.5

Окончание табл. 2

Площадка	Глубина, см	Плотность почвы, г/см ³				Влажность, мас. %	
		M	SD	min	max	M	SD
EM-28	1–5	1.25	0.05	1.20	1.30	20.3	0.4
	5–10	1.29	0.08	1.23	1.36	20.1	0.8
	10–14	1.33	0.09	1.26	1.43	19.8	0.7
	20–24	1.39	0.11	1.29	1.50	21.0	1.8
	35–39	1.81	0.05	1.77	1.87	13.0	0.6
EM-29	1–5	1.33	0.04	1.29	1.37	14.8	0.6
	5–10	1.43	0.12	1.39	1.47	15.1	0.7
	10–14	1.54	0.07	1.49	1.61	15.4	0.5
	20–24	1.56	0.04	1.52	1.60	14.8	0.5
	35–39	1.64	0.04	1.61	1.68	13.6	0.3
EM-30	1–5	1.14	0.05	1.11	1.20	17.7	1.1
	5–10	1.22	0.10	1.18	1.28	17.9	1.3
	10–14	1.31	0.06	1.25	1.37	18.0	0.8
	20–24	1.35	0.09	1.26	1.45	18.2	0.4
	35–39	1.57	0.07	1.53	1.64	9.5	0.5
EM-31	1–5	1.15	0.08	1.07	1.22	11.4	0.6
	5–10	1.20	0.08	1.18	1.24	10.7	0.7
	10–14	1.26	0.04	1.23	1.29	10.0	0.5
	20–24	1.41	0.09	1.31	1.48	9.4	0.2
	32–36	1.61	0.04	1.58	1.65	8.2	0.5
EM-32	1–5	1.03	0.11	0.90	1.11	29.1	0.9
	5–10	1.14	0.14	1.05	1.19	26.1	0.9
	10–14	1.25	0.04	1.20	1.27	23.1	0.1
	20–24	1.29	0.03	1.27	1.33	22.2	1.5
	35–39	1.40	0.01	1.39	1.41	17.1	1.0
EM-35	1–5	1.26	0.08	1.18	1.33	20.9	1.3
	5–10	1.40	0.17	1.34	1.45	18.0	1.3
	10–14	1.55	0.04	1.51	1.57	15.1	0.2
	20–24	1.55	0.02	1.53	1.56	15.0	0.3
	35–39	1.68	0.03	1.66	1.71	12.2	0.8

похожа на площадку под многолетними травами, хотя дернина выражена слабее и составляет 3–5 см.

Залежи (EM-24, EM-25, EM-26, EM-31) заметно различаются между собой (рис. S5).

На территориях с варьирующим на малых расстояниях залеганием морены на глубине 20–60 см (площадки EM-24, EM-25) встречается почвенная

комбинация в виде мозаики, характерная для динамических площадок в севообороте (EM-28, EM-29) и на многолетних травах (EM-21, EM-22) в похожих геоморфологических условиях. В поверхностных горизонтах при наличии хорошо развитой корневой системы в почвах залежей на площадках EM-24 и EM-25 сформировался серогумусовый

горизонт с довольно плотной дерниной (AYrz,pa) мощностью 5–10 см. В бывшем пахотном горизонте залежей встречаются обломки гончарного дренаажа.

На участках с плащом песков мощностью более 1 м почвы на залежах представлены агродерново-подзолами постагрогенными супесчаными на песках (EM-26) или агроземами постагрогенными песчаными на песках (EM-31). На площадке EM-26 слабая дернина возникла, но ее образование еще не привело к преобразованию бывшего пахотного горизонта. На площадке EM-31 корневища сорной растительности пронизывают почту весь бывший пахотный горизонт без формирования дернины. В залежах с песчаными почвами в бывшем пахотном горизонте часто заметны черные точки угольков сгоревших растительных остатков.

Можно отметить, что в залежных почвах хорошо выраженная дернина сформировалась в супесчаных пахотных горизонтах при близком залегании морены, тогда как в песчаных почвах с пахотным горизонтом из тонкозернистого песка дернина развита слабо или совсем не образуется.

Почвы на площадке EM-32 на сенокосе представлены агродерново-подзолами иллювиально-железистыми постагрогенными глееватыми супесчано-песчаными на песках. Они имеют профиль AYrz,pa–Pra–Pra,pb–Eg–BF. Серогумусовый постагрогенный горизонт с дерниной (AYrz,pa) и нижние части бывшего пахотного горизонта под ним имеют супесчаный гранулометрический состав. Глубже расположенные минеральные горизонты Е и BF представлены мелкозернистым песком без камней. Нижняя часть бывшего пахотного горизонта Pra,pb морфологически сильно гетерогенна за счет перемешивания материала гумусового горизонта с припаханными фрагментами подзолистого горизонта (рис. S6).

Воспроизводимость аналитического определения содержания C_{opr} в почвах тестового полигона получена на основе трехкратного измерения каждого образца на анализаторе Metavak CS. Оценка связи среднего арифметического и среднеквадратического отклонения содержания C_{opr} получена в 614 образцах почв из разных слоев отбора. В 95% случаев среднеквадратическое отклонение меньше 0.04 абс. %, максимум 0.1% (рис. 3а), что соответствует коэффициенту вариации менее 1.6 отн. % в 75% случаев и 3.3 отн. % в 95% случаев (рис. 3с). Отмечается общая тенденция увеличения стандартного отклонения по мере увеличения среднего арифметического, но детерминация слабая ($R^2 = 0.24$).

Пространственное варьирование содержания C_{opr} в отдельных тонких слоях почв в пределах отдельных динамических площадок в 5–10 раз больше аналитической воспроизводимости измерения показателя в индивидуальных образцах (рис. 3а, 3с).

Среднеквадратическое отклонение содержание C_{opr} в отдельном слое, полученное по 9-кратной повторности, составляет от 0.1 до 0.6 абс. %, чаще менее 0.4%. Коэффициент вариации при содержании C_{opr} более 1% в исследованных почвах обычно изменяется в интервале 10–30 отн. %, возрастая до 40–80 отн. % в горизонтах с очень низким содержанием C_{opr} .

Абсолютные значения среднеквадратического отклонения плотности почвы колеблются в интервале от 0.02 до 0.2 г/см³, чаще менее 0.1 г/см³ независимо от глубины анализируемого слоя в пределах 40 см. Коэффициент вариации плотности почвы редко превышает 10 отн. % (рис. 3б, 3д).

Вертикальное распределение содержания C_{opr} по профилю почв зависит от вида сельскохозяйственного угодья и особенностей его использования (рис. 4, табл. S7). В почвах пашни, используемой в севообороте (динамические площадки EM-23, EM-27, EM-28, EM-29, EM-30), независимо от почвообразующих пород, отмечается равномерное распределение содержания C_{opr} в пределах верхней части пахотного горизонта до глубины 20 см. Значения средних значений содержания C_{opr} в слоях 0–5, 5–10 и 10–20 см во всех парных сравнениях не имеют статистически значимых отличий. Разности между средними указанных слоев изменяются от 0 до 0.1 абс. % при статистически одинаковых среднеквадратических отклонениях содержания C_{opr} в сравниваемых слоях, равных от 0.12 до 0.33 абс. % на разных динамических площадках. В слоях 20–30 см и особенно 30–40 см содержание C_{opr} значительно уменьшается по сравнению с верхней частью пахотного горизонта и с выше лежащим соседним слоем. Это обусловлено несколькими причинами. Во-первых, антропогенно-преобразованный агрогумусовый горизонт Р был создан в 1980-х годах в ходе мелиоративной вспашки до глубины 30 см с внесением удобрений, а предшествующие 10–20 лет ежегодную вспашку с оборотом пласта выполняют на глубину 22 см. Во-вторых, нижняя часть Р3pb в последние годы не подвергается механическому рыхлению и до сих пор сохраняет припаханные фрагменты нижележащих минеральных горизонтов. В-третьих, природные минеральные горизонты Е, EL, BF, BEL, BT имеют исходно низкое содержание C_{opr} (рис. 4а, 4с, 4д).

Высокая пространственная вариабельность может быть возможной причиной отсутствия значимости средних между слоями 0–5, 5–10 и 10–20 см, поскольку при такой оценке все 9 точек составляют случайную выборку, которая не учитывает вертикальное сопряжение образцов почвы в каждой точке в отдельности. В связи с этим, дополнительно использовали второй способ обработки данных, заключающийся в оценке значимости различия от нуля средней разности двух сопряженных рядов данных [5]. Сопряженными рядами выступали

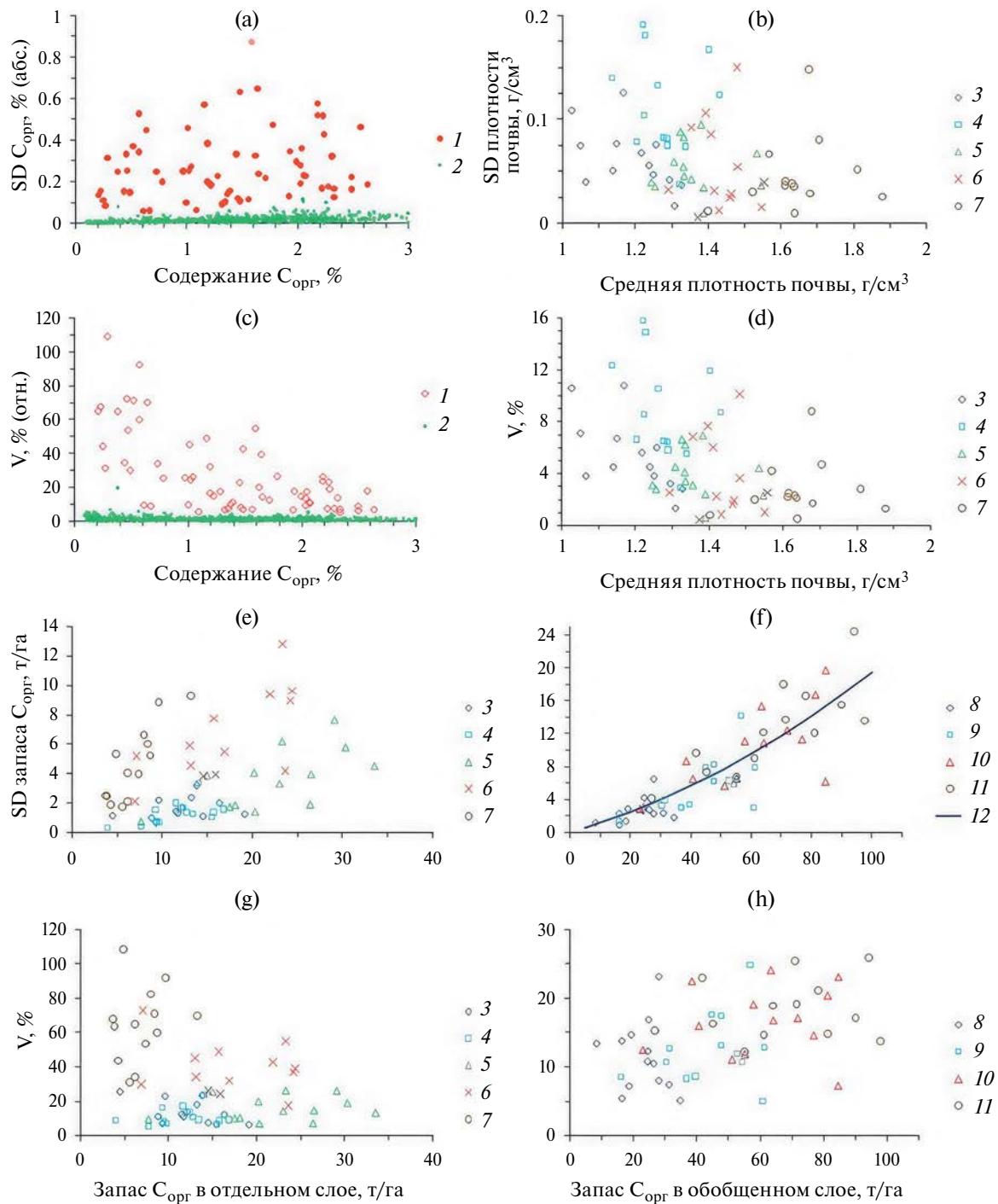


Рис. 3. Пространственное варьирование (1) и аналитическая воспроизводимость (2) содержания C_{орг} ((a), (c)); варьирование плотности почвы ((b), (d)), запасов C_{орг} в отдельных ((e), (g)) и обобщенных ((f), (h)) слоях почв в зависимости от средних значений показателя. (a), (b), (e), (f) – абсолютные значения среднеквадратического отклонения (SD); (c), (d), (g), (h) – коэффициент вариации. Отдельные слои 0–5 см (3), 5–10 см (4), 10–20 см (5), 20–30 см (6), 30–40 см (7). Обобщенные слои 0–10 см (8), 0–20 см (9), 0–30 см (10), 0–40 см (11). 12 – тренд: $Y = 0.1075X + 0.0087X^2$, число степеней свободы 50, $R^2 = 0.909$, коэффициенты регрессии значимы. Аналитическая воспроизводимость C_{орг} по 3-кратным измерениям в 614 образцах почв, пространственное варьирование содержания и запасов C_{орг} по 5 глубинам в 8 или 9 точках на 13 динамических площадках, пространственное варьирование плотности почвы при 5-кратном измерении в 5 отдельных слоях на 13 динамических площадках.

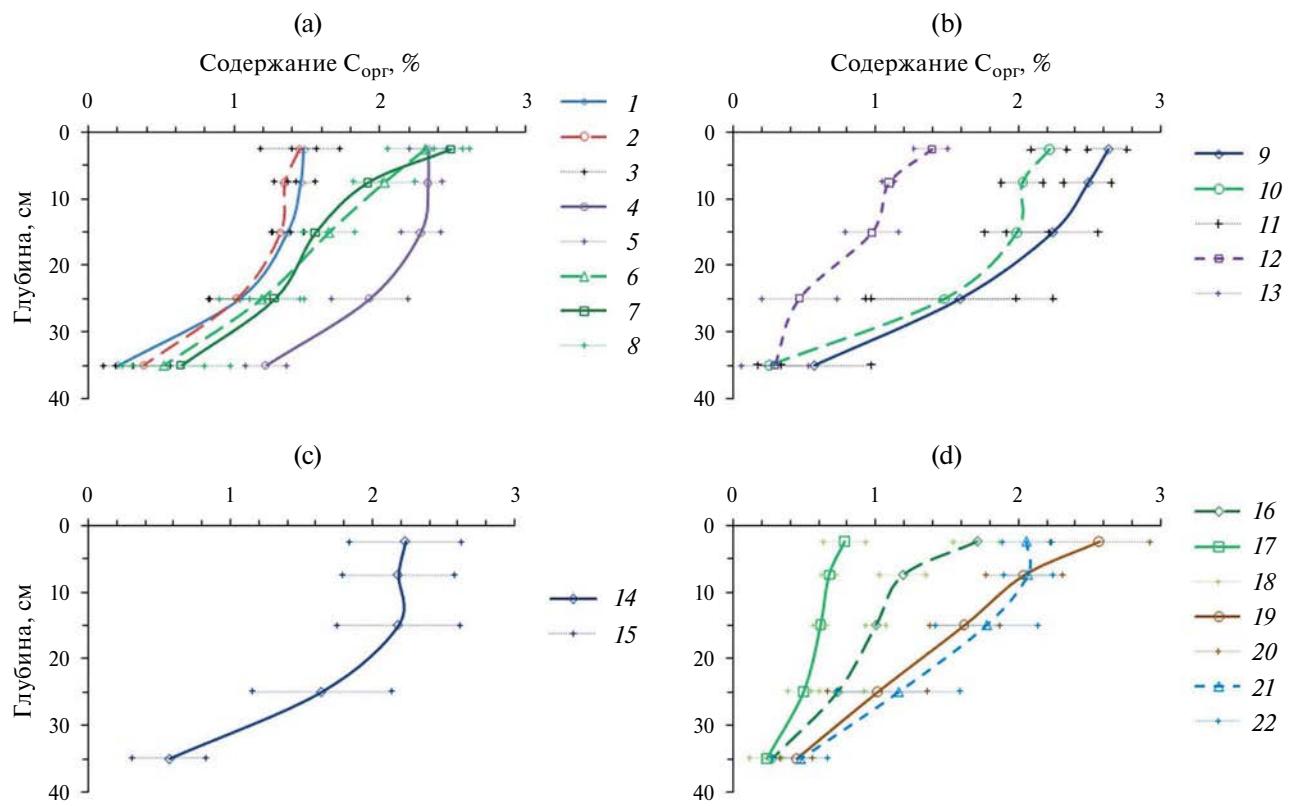


Рис. 4. Вертикальное распределение содержания $C_{\text{опр}}$ по профилю почв на динамических площадках: (а), (б), (с) – двучленные почвообразующие породы с вариацией глубины залегания верхней границы суглинистой морены в интервале 20–60 см в пределах площадки; (д) – песчаные почвообразующие породы мощностью более 1–1.5 м. Обозначения: 1 и 2 – ЕМ-28 и ЕМ-29, пашня в севообороте на ровных или слабовыпуклых участках; 4 – ЕМ-27, пашня в севообороте на слабовогнутом участке; 6 и 7 – ЕМ-24 и ЕМ-25, залежи на ровных участках; 9 и 10 – ЕМ-21 и ЕМ-22, сеянные многолетние травы 6-го года вегетации на ровном участке; 12 – ЕМ-35, сеянные многолетние травы с выпасом коров более 10 лет, ровный участок; 14 – ЕМ-23, пашня 1-го года после многолетних трав, ровный участок; 16 и 17 – ЕМ-26 и ЕМ-31, залежи, ровные участки; 19 – ЕМ-32, сенокос более 20 лет, ровный участок; 21 – ЕМ-30, пашня в севообороте на склоне; 3, 5, 8, 11, 13, 15, 18, 20, 22 – доверительные интервалы среднего арифметического для соответствующих площадок.

содержание $C_{\text{опр}}$ на двух разных глубинах отбора образцов в отдельных точках в пределах динамической площадки:

$$D_{ijk} = C_{ik} - C_{jk},$$

$$MD_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^n D_{ijk}}{n},$$

где D_{ijk} – разность содержания $C_{\text{опр}}$ между i -м и j -м слоями в k -й точке опробования, абс. %; C_{ik} и C_{jk} – содержание $C_{\text{опр}}$ в i -м и j -м слоях в k -й точке соответственно, абс. %; MD_{ij} – средняя разность содержания $C_{\text{опр}}$ между i -м и j -м слоями на динамической площадке, абс. %; n – объем выборки (число пар в сопряженных рядах).

Величины средней разности содержания $C_{\text{опр}}$ между соседними слоями до глубины 20 см на динамических площадках почв пашни в севообороте

незначимо отличаются от нуля, изменяясь от -0.01 до $+0.09$ абс. %. Иными словами, индивидуальные разности содержания $C_{\text{опр}}$ по вертикальному профилю в соседних образцах в каждой точке могут принимать как положительные, так и отрицательные значения; минимум на разных площадках изменялся от -0.24 до -0.07 , максимум – от 0.11 до 0.24% (табл. 3).

Обратим внимание на площадку ЕМ-23, заложенную на пашне первого года после поднятия пласти многолетних трав (рис. 4c). Здесь за один год было получено равномерное распределение содержания $C_{\text{опр}}$ в слое от поверхности до глубины 20 см на фоне самой высокой пространственной вариабельности этого показателя в пахотном горизонте. Попарное сравнение дисперсий содержания $C_{\text{опр}}$ в пахотном горизонте по критерию Фишера на динамических площадках, заложенных на пашне, показало значимое различие в 1.5–3.5 раза,

Таблица 3. Характеристики статистического распределения разности содержания C_{opr} между i -м и j -м слоями в k -й точке (D_{ijk}) опробования на разных динамических площадках и оценка значимости средней их величины (MD_{ij})

Площадка	Статистический показатель	Сравниваемые слои почвы, см					
		0–5 и 5–10	0–5 и 10–20	0–5 и 20–30	5–10 и 10–20	10–20 и 20–30	20–30 и 30–40
Почвы на пашне в севобороте							
EM-27	n	9	9	9	9	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}, \%$	-0.15	-0.15	-0.15	-0.08	0.06	0.43
	$\max D_{ijk} C_{opr}, \%$	0.15	0.15	0.23	0.21	1.01	1.5
	$MD_{ij} C_{opr}, \%$	0	0	0.08	0.08	0.52	1.06
	$SD D_{ij} C_{opr}, \%$	0.108	0.108	0.113	0.098	0.389	0.39
	W_{fact}	0.957	0.957	0.948	0.947	0.84	0.9
	$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное
	t_{fact}	0	0	2.12	2.45	4.01	8.15
	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31
	Оценка MD_{ij}	Не значима	Не значима	Не значима	Значима	Значима	Значима
EM-28	n	9	9	9	9	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}, \%$	-0.1	-0.1	-0.02	-0.06	-0.02	0.3
	$\max D_{ijk} C_{opr}, \%$	0.15	0.15	0.28	0.24	0.74	1.25
	$MD_{ij} C_{opr}, \%$	0.02	0.02	0.11	0.09	0.33	0.82
	$SD D_{ij} C_{opr}, \%$	0.079	0.079	0.11	0.088	0.267	0.308
	W_{fact}	0.995	0.995	0.912	0.925	0.909	0.971
	$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное
	t_{fact}	0.76	0.76	3	3.07	3.71	7.99
	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31
	Оценка MD_{ij}	Не значима	Не значима	Значима	Значима	Значима	Значима
EM-29	n	8	8	8	9	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}, \%$	-0.07	-0.07	-0.12	-0.12	-0.08	0.3
	$\max D_{ijk} C_{opr}, \%$	0.72	0.72	0.92	0.21	0.81	0.92
	$MD_{ij} C_{opr}, \%$	0.09	0.09	0.13	0.03	0.3	0.65
	$SD D_{ij} C_{opr}, \%$	0.257	0.257	0.343	0.107	0.268	0.225
	W_{fact}	0.612	0.612	0.711	0.953	0.951	0.918
	$W_{0.05, n}$	0.818	0.818	0.818	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Другое	Другое	Другое	Нормальное	Нормальное	Нормальное
	t_{fact}	0.99	0.99	1.07	0.84	3.36	8.67
	$t_{0.95, 8}$	2.36	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31
	Оценка MD_{ij}	Не значима	Не значима	Не значима	Не значима	Значима	Значима

Продолжение табл. 3

Площадка	Статистический показатель	Сравниваемые слои почвы, см					
		0–5 и 5–10	0–5 и 10–20	0–5 и 20–30	5–10 и 10–20	10–20 и 20–30	20–30 и 30–40
EM-30	n	9	9	9	9	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}, \%$	-0.16	-0.16	-0.1	-0.07	0.33	0.12
	$\max D_{ijk} C_{opr}, \%$	0.11	0.11	0.99	1.1	1.09	1.36
	$MD_{ij} C_{opr}, \%$	-0.01	-0.01	0.28	0.29	0.62	0.69
	$SD D_{ij} C_{opr}, \%$	0.092	0.092	0.352	0.362	0.279	0.471
	W_{fact}	0.958	0.958	0.892	0.857	0.896	0.909
	$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное
	t_{fact}	-0.33	-0.33	2.39	2.4	6.67	4.39
	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31
EM-23	Оценка MD_{ij}	Не значима	Не значима	Значима	Значима	Значима	Значима
	n	9	9	9	9	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}, \%$	-0.17	-0.17	-0.19	-0.24	-0.04	0.22
	$\max D_{ijk} C_{opr}, \%$	0.22	0.22	0.26	0.18	2.64	2.3
	$MD_{ij} C_{opr}, \%$	0.05	0.05	0.05	0	0.54	1.07
	$SD D_{ij} C_{opr}, \%$	0.131	0.131	0.148	0.125	0.871	0.626
	W_{fact}	0.943	0.943	0.969	0.94	0.697	0.941
	$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Другое	Нормальное
	t_{fact}	1.15	1.15	1.01	0	1.86	5.13
EM-21	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31
	Оценка MD_{ij}	Не значима	Не значима	Не значима	Не значима	Не значима	Значима
Почвы под многолетними травами с продолжительностью вегетации 5 лет							
n	9	9	9	9	9	9	
$\min D_{ijk} C_{opr}, \%$	-0.13	-0.13	-0.01	-0.03	0.13	0.04	
$\max D_{ijk} C_{opr}, \%$	0.34	0.34	1.12	0.89	1.76	2.28	
$MD_{ij} C_{opr}, \%$	0.15	0.15	0.4	0.25	0.65	1.02	
$SD D_{ij} C_{opr}, \%$	0.143	0.143	0.32	0.274	0.579	0.823	
W_{fact}	0.965	0.965	0.872	0.835	0.816	0.908	
$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	
Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Другое	Нормальное	
t_{fact}	3.15	3.15	3.75	2.74	3.37	3.72	
$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	
Оценка MD_{ij}	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима	

Продолжение табл. 3

Площадка	Статистический показатель	Сравниваемые слои почвы, см					
		0–5 и 5–10	0–5 и 10–20	0–5 и 20–30	5–10 и 10–20	10–20 и 20–30	20–30 и 30–40
EM-22	n	9	9	9	9	8	8
	$\min D_{ijk} C_{opr}$, %	-0.08	-0.08	-0.03	-0.15	0.01	0.03
	$\max D_{ijk} C_{opr}$, %	0.34	0.34	0.58	0.66	1.68	2.26
	$MD_{ij} C_{opr}$, %	0.19	0.19	0.23	0.04	0.56	1.56
	$SD D_{ij} C_{opr}$, %	0.118	0.118	0.167	0.252	0.653	0.766
	W_{fact}	0.865	0.865	0.928	0.725	0.809	1.606
	$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.818	0.818
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Другое	Другое	Нормальное
	t_{fact}	4.83	4.83	4.13	0.48	2.43	5.76
	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.36	2.31
	Оценка MD_{ij}	Значима	Значима	Значима	Не значима	Значима	Значима
Почвы под сеяными многолетними травами с выпасом коров							
EM-35	n	9	9	9	9	8	8
	$\min D_{ijk} C_{opr}$, %	0.07	0.07	0.06	-0.09	0.06	-0.03
	$\max D_{ijk} C_{opr}$, %	0.73	0.73	1.06	0.69	0.92	0.76
	$MD_{ij} C_{opr}$, %	0.3	0.3	0.42	0.12	0.51	0.27
	$SD D_{ij} C_{opr}$, %	0.192	0.192	0.311	0.242	0.282	0.28
	W_{fact}	0.885	0.885	0.93	0.81	0.975	0.925
	$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.818	0.818
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Другое	Нормальное	Нормальное
	t_{fact}	4.69	4.69	4.05	1.49	5.12	2.73
	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.36	2.36
	Оценка MD_{ij}	Значима	Значима	Значима	Не значима	Значима	Значима
Почвы под залежами							
EM-24	n	8	8	8	9	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}$, %	-0.28	-0.28	0.28	0.18	0.15	0.16
	$\max D_{ijk} C_{opr}$, %	0.67	0.67	1	0.66	0.99	1.11
	$MD_{ij} C_{opr}$, %	0.27	0.27	0.64	0.38	0.46	0.67
	$SD D_{ij} C_{opr}$, %	0.315	0.315	0.278	0.154	0.279	0.367
	W_{fact}	0.957	0.957	0.918	0.961	0.91	0.878
	$W_{0.05, n}$	0.818	0.818	0.818	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное
	t_{fact}	2.42	2.42	6.51	7.4	4.95	5.48
	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.36	2.31
	Оценка MD_{ij}	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима

Продолжение табл. 3

Площадка	Статистический показатель	Сравниваемые слои почвы, см					
		0–5 и 5–10	0–5 и 10–20	0–5 и 20–30	5–10 и 10–20	10–20 и 20–30	20–30 и 30–40
EM-25	n	9	9	9	9	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}$, %	0.33	0.33	0.57	0.23	0.04	0.09
	$\max D_{ijk} C_{opr}$, %	0.83	0.83	1.11	0.5	0.56	1.02
	$MD_{ij} C_{opr}$, %	0.56	0.56	0.92	0.36	0.28	0.64
	$SD D_{ij} C_{opr}$, %	0.188	0.188	0.197	0.11	0.177	0.343
	W_{fact}	0.93	0.93	0.811	0.862	0.947	0.897
	$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Другое	Нормальное	Нормальное	Нормальное
	t_{fact}	8.94	8.94	14.01	9.82	4.75	5.6
	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31
EM-26	Оценка MD_{ij}	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима
	n	8	8	9	8	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}$, %	0.24	0.24	0.3	-0.13	0.01	0.13
	$\max D_{ijk} C_{opr}$, %	0.78	0.78	0.87	0.43	0.61	0.8
	$MD_{ij} C_{opr}$, %	0.51	0.51	0.71	0.18	0.27	0.45
	$SD D_{ij} C_{opr}$, %	0.159	0.159	0.182	0.18	0.207	0.203
	W_{fact}	0.969	0.969	0.819	0.975	0.897	0.907
	$W_{0.05, n}$	0.818	0.818	0.829	0.818	0.829	0.829
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Другое	Нормальное	Нормальное	Нормальное
	t_{fact}	9.07	9.07	11.7	2.83	3.91	6.65
EM-31	$t_{0.95, 8}$	2.36	2.31	2.31	2.36	2.31	2.31
	Оценка MD_{ij}	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима
	n	9	9	9	9	9	9
	$\min D_{ijk} C_{opr}$, %	-0.04	-0.04	-0.01	-0.04	0.02	0.02
	$\max D_{ijk} C_{opr}$, %	0.68	0.68	0.72	0.18	0.36	0.49
	$MD_{ij} C_{opr}$, %	0.12	0.12	0.17	0.05	0.13	0.26
	$SD D_{ij} C_{opr}$, %	0.217	0.217	0.214	0.072	0.131	0.166
	W_{fact}	0.622	0.622	0.671	0.959	0.737	0.942
	$W_{0.05, n}$	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Другое	Другое	Другое	Нормальное	Другое	Нормальное
t_{fact}		1.66	1.66	2.38	2.08	2.98	4.7
	$t_{0.95, 8}$	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31
Оценка MD_{ij}	Не значима	Не значима	Значима	Не значима	Значима	Значима	значима

Окончание табл. 3

Площадка	Статистический показатель	Сравниваемые слои почвы, см					
		0–5 и 5–10	0–5 и 10–20	0–5 и 20–30	5–10 и 10–20	10–20 и 20–30	20–30 и 30–40
Почвы под сенокосом							
EM-32	<i>n</i>	9	9	9	9	9	9
	min D _{ijk} C _{opr} , %	0.02	0.02	0.33	0.16	0.02	0.07
	max D _{ijk} C _{opr} , %	0.89	0.89	1.33	0.76	1.48	1.36
	MD _{ij} C _{opr} , %	0.53	0.53	0.95	0.42	0.61	0.57
	SD D _{ij} C _{opr} , %	0.276	0.276	0.322	0.188	0.43	0.376
	W _{fact}	0.965	0.965	0.928	0.958	0.952	0.928
	W _{0.05, n}	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829	0.829
	Распределение	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное	Нормальное
	t _{fact}	5.76	5.76	8.85	6.7	4.26	4.55
	t _{0.95, 8}	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31	2.31
	Оценка MD _{ij}	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима	Значима

а именно, 0.52–0.58 абс. % на EM-23 против 0.09–0.33 абс. % на других площадках.

Посев на пашне многолетних кормовых трав, вегетирующих 5 лет [18, 19], привел к формированию дернины мощностью 5–10 см. Прямое сравнение среднего содержания C_{opr} в соседних слоях на площадке EM-21 демонстрирует незначимое его отличие последовательно по всему профилю за счет высокого пространственного варьирования (рис. 4б, линия 9). На площадке EM-22 в слое 0–5 см отмечено значимо более высокое на 0.19% содержание C_{opr} по сравнению со слоем 5–10 см (рис. 4б, линия 10). Ниже средние значения C_{opr} в последовательных парах слоев не имеют значимых различий также за счет высокого пространственного варьирования. Оценка средней разности содержания C_{opr} в сопряженных рядах двух слоев по отдельным точкам для обеих площадок является значимой по всему профилю при возможности аппроксимации данных нормальным законом распределения по критерию Уилка–Шапиро (табл. 3). Это означает, что под многолетними травами в течение 5 лет сформировался аккумулятивный вертикальный профиль органического углерода с максимумом возле поверхности на фоне высокого пространственного варьирования его характеристики на малых расстояниях.

На динамической площадке EM-35, которая характеризует почвенную мозаику на бывшей пашне с посевом многолетних трав и последующим выпасом коров более 5 лет, также отмечается наличие дернины и аккумулятивный вертикальный

профиль органического углерода с максимумом возле поверхности на фоне низкого содержания C_{opr} (рис. 4б, линия 12).

Почвы под залежами (рис. 4а, линии 6 и 7; рис. 4д, линии 16 и 17) и под сенокосом (рис. 4д, линия 19) все имеют аккумулятивный вертикальный профиль содержания C_{opr} с максимумом возле поверхности, отличаясь друг от друга величиной этого максимума. На большинстве отмеченных динамических площадок сформировалась дернина. Исключением является площадка EM-31 с агроземом песчаным на песках в южной части тестового полигона. В почвах на этой площадке самое низкое содержание C_{opr}, и корневища сорной растительности не смогли сформировать дернину и дифференцировать верхнюю часть бывшего пахотного горизонта до глубины 10 см.

Пространственное варьирование запасов C_{opr} в тонких слоях почв. Среднеквадратическое отклонение запасов C_{opr}, рассчитанных для отдельных слоев толщиной 5 или 10 см в пределах каждой динамической площадки, изменяется преимущественно в диапазоне от 1 до 10 т/га независимо от величины запаса C_{opr} в слое и глубины его залегания (рис. 3е). Имеет значение мощность слоя. Для пятисантиметровых слоев среднеквадратическое отклонение не превышает 4 т/га, в слоях 10–20, 20–30 и 30–40 см отмечается весь диапазон. Это свидетельствует о значительном пространственном варьировании запасов C_{opr} в абсолютном выражении. Напротив, коэффициент вариации имеет очень слабую тенденцию ($R^2 = 0.1$) увеличения значений при

расширении диапазона его изменения по мере уменьшения величины запаса, связанного с углублением слоя (рис. 3g).

Расчет запасов $C_{\text{опр}}$ в обобщенных слоях увеличивающейся мощности демонстрирует иную картину. Среднеквадратическое отклонение запасов $C_{\text{опр}}$ (Y) в обобщенных слоях увеличивается при увеличении значений самого запаса $C_{\text{опр}}$ (X). Зависимость аппроксимирована квадратичным полиномом $Y = 0.1075 X + 0.0087 X^2$ с числом степеней свободы 50, $R^2 = 0.909$, коэффициенты регрессии значимы при $P = 0.95$ (рис. 3f). При этом коэффициент вариации не зависит от величины запаса $C_{\text{опр}}$ в обобщенном слое, изменяясь в диапазон от 5 до 26%, в среднем 15% (рис. 3h). В результате для изученных динамических площадок пространственное варьирование запасов $C_{\text{опр}}$ в слое 0–30 см, который принят в протоколе ФАО [41], в агродерново-подзолах песчаных составляет от 3 до 15 т/га (в среднем около 8 т/га) и в агродерново-подзолистых супесчано-суглинистых почвах – от 5 до 19 т/га (в среднем около 11 т/га). Величины настолько велики, что оценить изменение запасов $C_{\text{опр}}$ во времени для слоя 0–30 см в целом практически не представляется возможным. Ожидать столь большие изменения потенциально допустимо лишь через 20–40 лет. Вместе с тем дифференцированный подход отбора образцов тонкими слоями в пределах слоя 0–30 см [35] позволяет, во-первых, иметь приемлемые значения характеристик пространственного варьирования содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ в поверхностных слоях почв, на основе которых могут быть получены значимые изменения содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ через 5–10 лет, если таковые изменения потенциально возможны, и, во-вторых, получать информацию о вертикальном распределении $C_{\text{опр}}$ в пределах настоящего или бывшего пахотного горизонта, которая может быть использована для предварительной оценки баланса $C_{\text{опр}}$ в почве по измерениям даже в один срок наблюдений.

Запасы $C_{\text{опр}}$ в тонких слоях почв (рис. 5, табл. S8). В слоях 0–5 и 5–10 см, которые являются самыми тонкими и находятся ближе всего к дневной поверхности почвы, диапазон изменения запасов $C_{\text{опр}}$ составляет от 4.0 до 19.5 т/га, чаще от 8.8 до 15.7 т/га. Если их объединить в слой 0–10 см, диапазон изменения становится шире – от 8.5 до 34.6 т/га, чаще от 15.0 до 31.1 т/га.

В следующих слоях 10–20, 20–30 и 30–40 см крайние значения диапазонов изменения запасов $C_{\text{опр}}$ постепенно уменьшаются, становясь минимальными в наиболее глубоком слое 30–40 см, представленном преимущественно минеральными горизонтами E, EL, BF, BEL или BT (рис. 5, табл. S8).

Рассматривая вертикальное распределение запасов $C_{\text{опр}}$ по десятисантиметровым слоям, в

почвах большинства динамических площадок (12 из 13) запасы $C_{\text{опр}}$ верхних двух слоев 0–10 и 10–20 см статистически не различаются. Исключением является площадка ЕМ-25 на залежи, в почвах которой запас $C_{\text{опр}}$ в поверхностном слое 0–10 см больше, чем в слое 10–20 см. Это означает, что только на залежи ЕМ-25 можно констатировать увеличение запаса $C_{\text{опр}}$ в поверхностном слое. Для пашни в севообороте отсутствие разницы в запасах $C_{\text{опр}}$ верхней и нижней частей ежегодно обрабатываемого пахотного слоя – это закономерный результат перемешивания. Для других угодий с постоянным растительным покровом в течение 5 лет и более одинаковый запас $C_{\text{опр}}$ верхней и нижней частей бывшего пахотного слоя является следствием взаимно компенсирующих двух процессов: (1) увеличения содержания $C_{\text{опр}}$ и (2) уменьшения плотности поверхностной части горизонта.

Запасы $C_{\text{опр}}$ в обобщенных слоях на каждой динамической площадке увеличиваются по мере увеличения мощности слоя (рис. 6, табл. S9). В слое 0–30 см средние величины запасов $C_{\text{опр}}$ в исследованных почвах составляют от 23.1 до 84.7 т/га, чаще в интервале от 50 до 80 т/га. Весь гумусовый профиль в исследованных почвах ограничен глубиной 35–40 см, в связи с этим целесообразно отметить, что средние значения полных запасов $C_{\text{опр}}$ в слое 0–40 см на отдельных динамических площадках равны 27–98 т/га, чаще 55–95 т/га.

Сравнение содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ в почвах разных угодий. Задача наземного мониторинга содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ в почвах сельскохозяйственных угодий заключается в оценке изменения этих показателей на основе прямого измерения показателей в отобранных образцах почв. Выше были представлены оценки указанных показателей, которые принимаются как начальный базовый уровень ведения мониторинга. Последующие изменения на тех же динамических площадках предполагаются через 5–10 лет. Вместе с тем для оценки возможной минимальной разницы при последующем сравнении показателей одной и той же динамической площадки в два разных срока наблюдений на данном этапе важно оценить реальные минимальные значимые разницы содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ и плотности почв на основе сравнения разных динамических площадок между собой. Такое сравнение дополнительно дает предварительную информацию о влиянии вида и режима использования угодий на рассматриваемые показатели почв. Формально попарное сравнение было сделано для всех площадок. Для получения более обоснованных оценок влияния вида и режима использования угодий ниже представлено сравнение пар или нескольких площадок, учитывая однотипность почвенных комбинаций, почвообразующих пород и положения в рельефе.

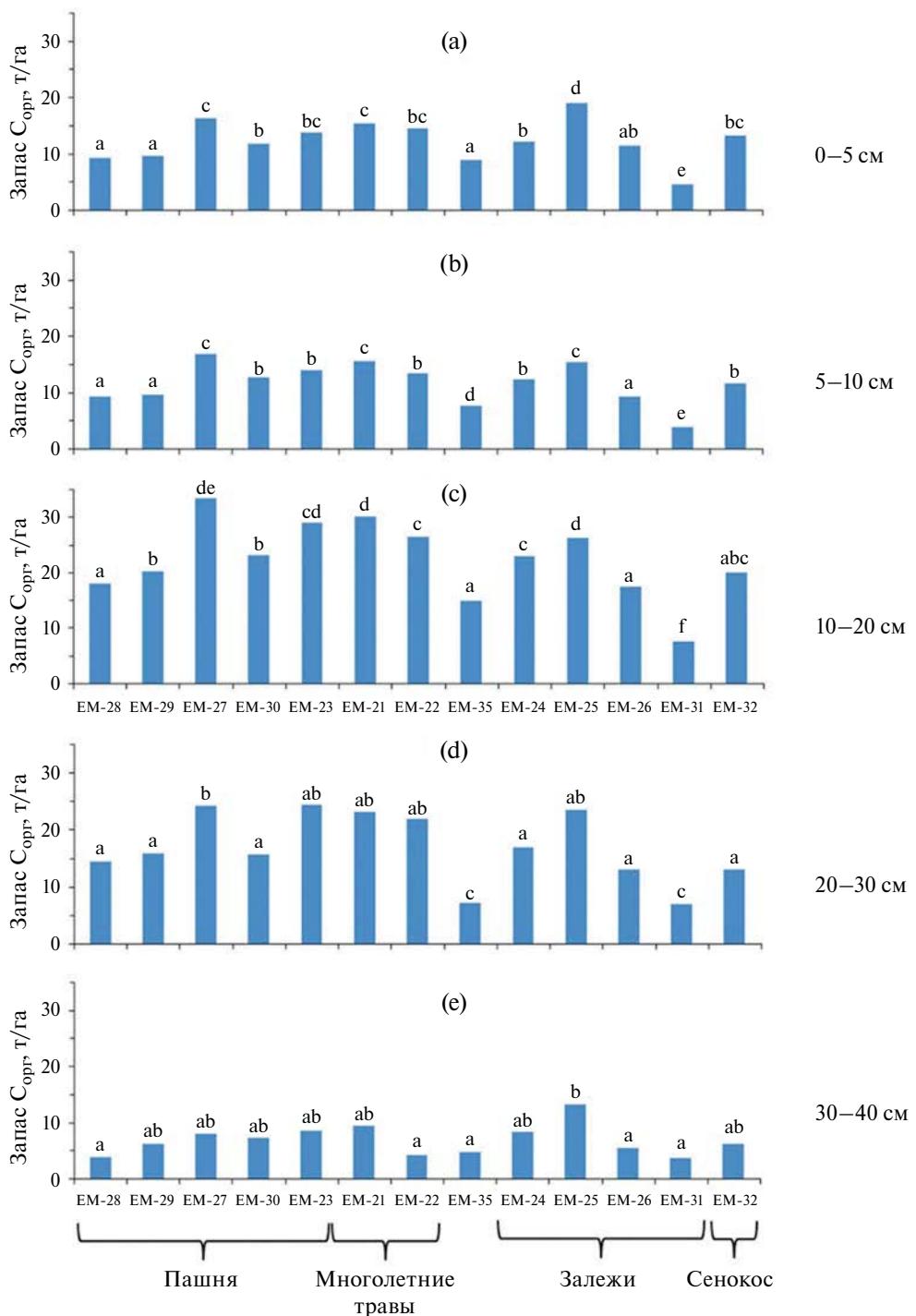


Рис. 5. Сравнение запасов C_{опр} в отдельных слоях почв 13 динамических площадок. Слои: (а) – 0–5 см, (б) – 5–10 см, (в) – 10–20 см, (г) – 20–30 см, (д) – 30–40 см. Однаковые буквы над столбиками в пределах одного слоя почвы означают отсутствие значимых различий средних значений (при n = 9 или 8) между площадками, разные буквы – значимые различия при доверительной вероятности 0.95.

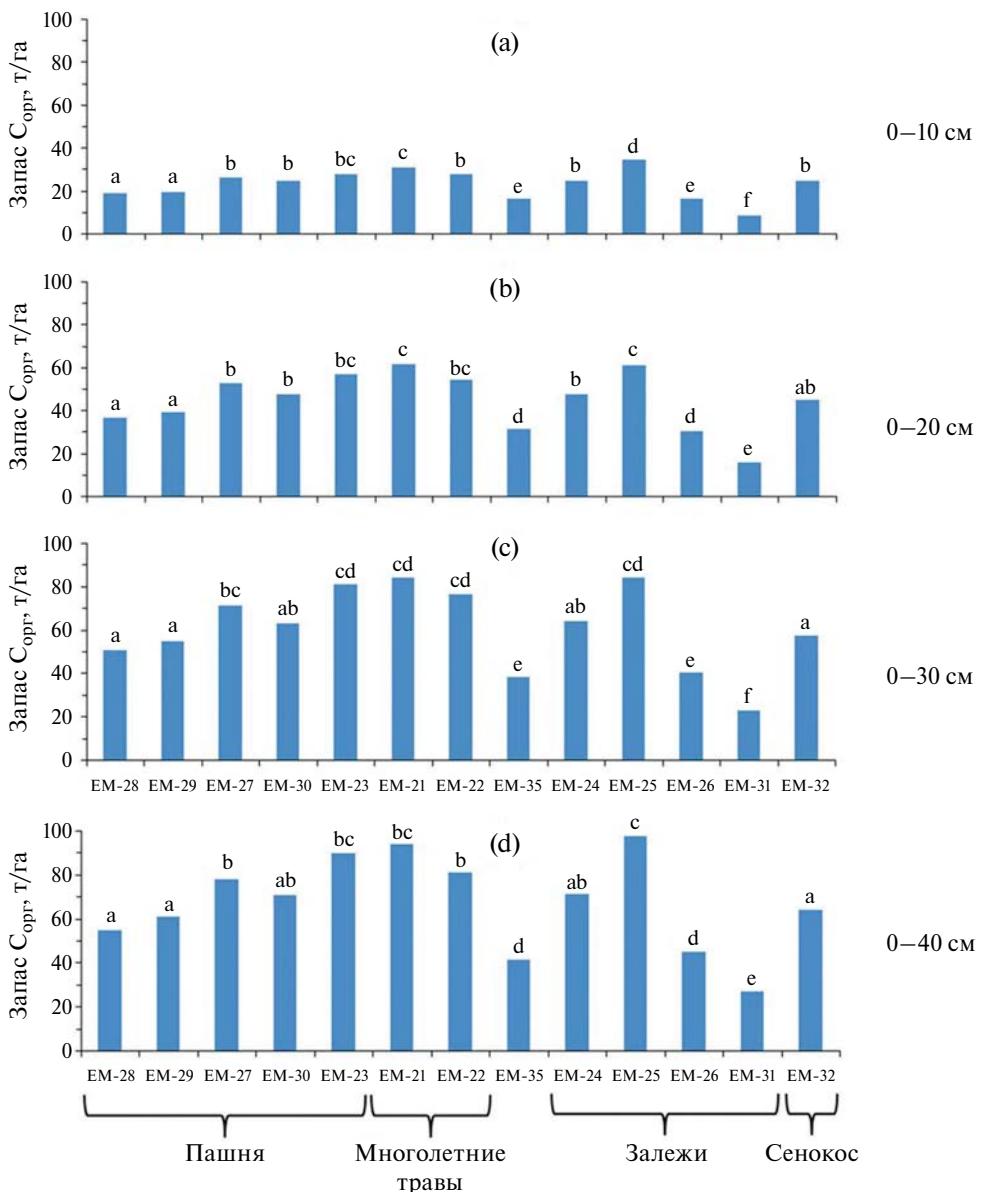


Рис. 6. Сравнение запасов $C_{\text{опт}}$ в обобщенных слоях почв 13 динамических площадок. Слои: (а) – 0–10 см, (б) – 0–20 см, (в) – 0–30 см, (г) – 0–40 см. Однаковые буквы над столбиками в пределах одного слоя почвы означают отсутствие значимых различий средних значений (при $n = 9$ или 8) между площадками, разные буквы – значимые различия при доверительной вероятности 0.95.

Две площадки (EM-28 и EM-29) на сравнительно ровных или слабовыпуклых поверхностях на пашне в севообороте, представленных мозаикой агродерново-подзолистых супесчано-суглинистых почв на морене и агродерново-подзолов супесчано-песчаных на двучленных отложениях (песок, подстилаемый с 50–60 см суглинистой мореной), не имеют значимых различий друг от друга по большинству показателей содержания и запасов $C_{\text{опт}}$ (рис. 4а линии 1 и 2, рис. 5, 6), исключая запас $C_{\text{опт}}$ в слое 10–20 см за счет различия плотности почвы.

Динамическая площадка EM-27 заложена на такой же мозаике почв на пашне на вогнутой позиции рельефа (широкая ложбина). Ее сравнение с предыдущими двумя (EM-28 и EM-29) показало значимое большее значение большинства показателей содержания и запасов $C_{\text{опт}}$ на этой площадке (рис. 4а линии 1, 2, 4), исключая запас $C_{\text{опт}}$ в самом нижнем тонком слое 30–40 см, который обычно представлен минеральными горизонтами EL, E, BEL, BT, BF, почти не содержащими $C_{\text{опт}}$, с неравномерным внедрением сверху гумусированного

антропогенно преобразованного мелиорированного горизонта.

Еще одна площадка на пашне в севообороте (EM-30) характеризует агродерново-подзолы иллювиально-железистые супесчано-песчаные на песках мощностью более 1–1.5 м, расположенные на склоне южной экспозиции. При формальном сравнении в песчаных почвах EM-30 значительно большее содержание и запасов C_{opr} в пахотном горизонте до глубины 20 см по сравнению с мозаикой супесчано-суглинистых почв на морене и двучленах (площадки EM-28 и EM-29), но меньше, чем на площадке EM-27, находящейся в широкой ложбине (рис. 4 линии 1, 2, 21). Одной из причин повышенного содержания C_{opr} в пахотном горизонте на площадке EM-30 является присутствие мелких угольков горевших растительных остатков. На этом фоне запасы C_{opr} в слоях 0–30 и 0–40 см между тремя площадками EM-28, EM-29 и EM-30, и отдельно между площадками EM-27 и EM-30 статистически не различаются за счет высокого пространственного варьирования в пределах отдельных площадок. Как отмечалось выше, запасы C_{opr} в слоях 0–30 и 0–40 см на площадке EM-27 значительно выше, чем на площадках EM-28 и EM-29 (рис. 6c, 6d).

Участки с целенаправленным посевом кормовых многолетних трав и их бессменной вегетацией в течение 5 лет представлены площадками EM-21 и EM-22. Они отличаются по составу травосмесей, располагаясь на выровненных поверхностях склона северной экспозиции с мозаикой почв, аналогичной площадкам EM-28 и EM-29. Значимые различия имеются в поверхностных слоях до глубины 10 см и по содержанию, и по запасам C_{opr} : более высокие значения на площадке EM-21 по сравнению с EM-22. Глубже различия незначимы (рис. 4b линии 9, 10).

Особый интерес представляет площадка EM-23, заложенная на пашне первого года после вегетации многолетних трав (рис. 4c линии 14, 15). По рельефу, почвообразующим породам и почвенной комбинации площадка сопоставима с EM-28, EM-29 на пашне и EM-21, EM-22 под многолетними травами шестого года вегетации. Площадка EM-23 по большинству показателей запасов C_{opr} статистически не отличается от площадок EM-21 и EM-22 под многолетними травами за счет очень высокого пространственного варьирования в пределах площадки EM-23, но по этой же причине в пределах пахотного горизонта после вспашки пласта многолетних трав получено равномерное вертикальное распределение содержания C_{opr} .

Обратим внимание, что под многолетними травами запасы C_{opr} в почвах на сравнительно ровных участках (EM-21, EM-22) оказались сопоставимы с

зapasами C_{opr} или значимо больше, чем в похожих почвах в широкой ложбине (EM-27).

На залежах длительностью более 30 лет на ровных участках с мозаикой агродерново-подзолистых почв на морене и агродерново-подзолах на двучленах при близком залегании морены (площадки EM-24, EM-25) в почвах образовалась дернина мощностью 5–10 см, сформировался аккумулятивный вертикальный профиль содержания C_{opr} с максимумом возле поверхности, статистически не отличающийся на двух площадках (рис. 4a линии 6 и 7). Вместе с тем вертикальное распределение плотности почв в поверхностных горизонтах статистически различается, что привело к значимому отличию запасов C_{opr} в тонких слоях до глубины 30 см (рис. 5) и во всех обобщенных слоях вплоть до 0–40 см (рис. 6): на площадке EM-25 больше, чем на EM-24.

Еще две динамические площадки характеризовали залежи с песчаными почвами на песках мощностью более 1 м: EM-26 – залежь более 30 лет с агродерново-подзолами иллювиально-железистыми постагрогенными супесчано-песчаными, EM-31 – залежь 10 лет с агроземами постагрогенными песчаными. Обе площадки значительно отличаются друг от друга и от залежей на морене (EM-24, EM-25) по большинству показателей, исключая содержание и запасы C_{opr} в слое 30–40 см (рис. 4d линии 16 и 17). Наименьшие запасы C_{opr} оказались в агроземе постагрогенном песчаном (EM-31), в котором за 10 лет не успела сформироваться дернина. Залежи на песчаных почвах отличаются значительно меньшими значениями содержания и запасов C_{opr} по сравнению с залежами на супесчано-суглинистых почвах при близком залегании морены.

В агродерново-подзолах иллювиально-железистых постагрогенных песчаных под сенокосом, используемым более 30 лет (динамическая площадка EM-32), отмечается хорошо выраженное аккумулятивное вертикальное распределение содержания C_{opr} с максимумом возле поверхности (рис. 4d линия 19), дернина мощностью до 10 см и запасы C_{opr} , сопоставимые с запасами в почвах на морене (рис. 5, 6). При сравнении площадок с почвами на песках под сенокосом получены наибольшие запасы C_{opr} .

ОБСУЖДЕНИЕ

При обсуждении полученных в настоящем исследовании значений содержания и запасов C_{opr} в почвах сельскохозяйственных угодий с таковыми в аналогичных почвах таежной зоны приходится учитывать целый ряд параметров, которые заметно отличаются у разных авторов. К таким параметрам относятся: (1) мощность слоя, для которого разные авторы представляли данные; (2) глубина отбора образцов; (3) способ определения содержания

$C_{\text{опр}}$ в почве (метод Тюрина или сухое сжигание); (4) единицы измерения запасов $C_{\text{опр}}$ ($\text{кг}/\text{м}^2$ или $\text{т}/\text{га}$). Поскольку в настоящем исследовании отбор образцов проводили дифференцированно по глубине тонкими слоями и выполнены расчеты для разных глубин и мощностей слоев почвы, при сравнении с литературными данными использовали показатели с сопоставимыми параметрами.

Существующие оценки свидетельствуют о низком содержании и запасах $C_{\text{опр}}$ в пахотных почвах Нечерноземной зоны европейской территории России – от 10 до 50 $\text{т}/\text{га}$ [32]. Региональные исследования, посвященные анализу содержания и запасов $C_{\text{опр}}$ в почвах сельскохозяйственных угодий Нечерноземья, часто содержат противоречивые данные о направлении изменения запасов $C_{\text{опр}}$ в зависимости от истории землепользования, биоклиматических и литологических факторов.

Значительная площадь угодий в Нечерноземье занята залежами, т.е. землями, выведенными из сельскохозяйственного оборота. В актуальном состоянии эти земли покрыты луговой или древесно-кустарниковой растительностью в зависимости от длительности прекращения использования. По данным разных авторов, в дерново-подзолистых почвах залежей в пределах слоя 0–30 см отмечали следующие варианты перераспределения и направления изменения запасов углерода.

1. В процессе забрасывания пашни и формирования залежи в первые 10 лет в слое 0–10 см происходит достоверный прирост запасов $C_{\text{опр}}$ благодаря накоплению травянистого опада в подстилке [2, 30, 33, 34]. Слой 10–20 см, генетически принадлежащий старопахотному горизонту, отличается слабо выраженным накоплением углерода на ранних стадиях залежи, а после формирования старовозрастного древостоя запас углерода остается на одинаковом уровне [13, 33].

В агродерново-подзолистых глееватых суглинистых почвах на покровных суглинках в Пошехонском районе Ярославской области на 10 площадках $20 \times 20 \text{ м}$ с 9-кратным опробованием на каждой для слоя 0–20 см в условиях залежи длительностью от 10 до 30 лет получен диапазон значений запасов $C_{\text{опр}}$ от 29 до 50 $\text{т}/\text{га}$ при коэффициенте вариации от 10 до 20% [31]. В этой же публикации отмечаются более низкие запасы $C_{\text{опр}}$ в почвах пашни по сравнению с залежью [31]. В исследованных почвах на морене в Тверской области (ЕМ-24, ЕМ-25) наблюдался близкий диапазон значений от 36 до 65 $\text{т}/\text{га}$ при коэффициенте вариации от 8 до 13% с аналогичной тенденцией более высоких запасов в 30-летних залежах по сравнению с пашней.

Для агродерново-подзолистых почв на покровных суглинках Костромской области также отмечено увеличение запасов $C_{\text{опр}}$ в слое 0–20 см под лугом и лесом разного возраста по сравнению с

пашней, но на более низком общем уровне величин 14–26 $\text{т}/\text{га}$ (метод Тюрина, в условном пересчете на метод сухого сжигания 16–29 $\text{т}/\text{га}$) [29]. Такая тенденция установлена и в хроноряду пашня – залежи, застраивающие лесом, для слоя 0–30 см агродерново-подзолов литобарьерных супесчаных на двучленных отложениях с подстиланием морены на глубине около 79 см в Костромской области; за счет большей мощности слоя запасы $C_{\text{опр}}$ выше – 26–50 $\text{т}/\text{га}$ [33, 34].

2. В условиях Карелии авторами [6] на основе хроноряда, состоящего из агрозема текстурно-дифференцированного суглинистого с мощным пахотным горизонтом (34 см) и отсутствием горизонта BEL на пашне в севообороте и агродерново-подзолистых постагрогенных суглинистых почв с профилем Р–BEL–ВТ–ВС на залежах, заросших лесом с большой долей хвойных деревьев возрастом 20 и 65 лет, сделали вывод о значимом уменьшении запасов $C_{\text{опр}}$ слое 0–100 см со 138 $\text{т}/\text{га}$ на пашне до 101–91 $\text{т}/\text{га}$ по мере увеличения возраста залежи. Такое изменение запасов $C_{\text{опр}}$ обусловлено существенным уменьшением плотности верхних горизонтов с $1.5 \text{ г}/\text{см}^3$ на пашне до 1.1 – $0.9 \text{ г}/\text{см}^3$ на залежах под лесом на фоне увеличения содержания $C_{\text{опр}}$ в верхнем горизонте с 1.6% на пашне до 4.6% в 65-летней залежи. Это сопровождалось увеличением надземной и подземной фитомассы на залежах. О похожей тенденции уменьшения запасов $C_{\text{опр}}$ в слое 0–20 см дерново-подзолистых суглинистых почвах залежей Новгородской области написано в работе [26], хотя на представленных графиках показан настолько большой разброс, что различия средних следует считать незначимыми. В суглинистых агродерново-подзолистых почвах под сенокошом в Костромской области в слое 0–30 см запасы составили 52 $\text{т}/\text{га}$ (пространственное варьирование не оценивали), а после прекращения сенокошения и постепенного зарастания лесом содержание $C_{\text{опр}}$ в слоях 0–10 и 10–20 см и запасы $C_{\text{опр}}$ в слое 0–30 см снижались [33, 34].

3. На основе трех хронорядов агродерново-подзолов иллювиально-железистых супесчаных и агродерново-подзолистых суглинистых почв в таежной зоне европейской части России Люри с соавт. [17] описывают изменение запасов $C_{\text{опр}}$ в ходе постагрального развития почв Нечерноземья как закономерность, независящую от зонально-провинциального положения исследуемых хронорядов. На первых стадиях вывода пашни из оборота запасы $C_{\text{опр}}$ в органо-минеральных горизонтах снижаются, вначале резко (в 1.5–2 раза), далее постепенно, а на следующей стадии от 30–80 до 150–170 лет – запасы увеличиваются как в подстилке, так и в минеральных горизонтах, выходя приблизительно на тот же уровень, как на пашне [17]. При этом во всех почвах залежей и коренного леса в хронорядах, исследуемых этими авторами [17] формируется

аккумулятивное вертикальное распределение C_{opr} с максимумом возле поверхности почвы и происходит уменьшение плотности поверхностных горизонтов.

Возможны две причины появления в специальной литературе суждений о разных тенденциях изменения C_{opr} в почвах залежей по сравнению с пашней.

Первая причина – сложность подбора адекватных членов хроноряда, отличающихся только длительностью оцениваемого воздействия при прочих равных условиях. Для рассматриваемой задачи в качестве фактора времени используется длительность нахождения почвы под залежью, а прочих условий, которые должны быть равны по некоторым параметрам, учитывая особенности каждого из этих условий, довольно много – это рельеф, почвообразующие породы, гидрологические условия, почвенная комбинация или элементарный почвенный ареал, строение почвенного профиля. Появление позиции рельефа, почвообразующие породы и гидрологические условия авторы хронорядов обычно подбирают удовлетворительно. Строение профиля почв разных членов хроноряда чаще всего предполагают изменившимися в результате изучаемого воздействия, соблюдая принадлежность всех почв в хроноряду к одному типу или подтипу почв. Однотипный характер почвенных комбинаций на всех участках, составляющих хроноряд, как правило, вообще не оценивают.

При оценке сопоставимости строения почвенного профиля на площадках хроноряда, на наш взгляд, первым важным условием является оценка глубины нижней границы пахотного горизонта на пашне и бывшего пахотного горизонта в почвах залежей. Она должна быть близкой (вариация не более 5 см) во всех членах ряда с учетом возможного (наблюдавшегося) разуплотнения поверхностных горизонтов на залежах. Если это условие не соблюдается, то при меньшей мощности бывшего пахотного горизонта в залежных почвах гарантированно с высокой вероятностью (при хорошей статистике) получим более низкие запасы C_{opr} в пределах бывшего пахотного горизонта, и, наоборот, при большей мощности под залежами по сравнению с пашней. Примером может служить хроноряд в Карелии [6], в котором на пашне мощность горизонта Р равна 34 см, на залежи с 20-летним лесом она не превышает 28 см, а на залежи по 65-летним лесом нижняя граница серогумусового постагрогенного горизонта АYра меньше 20 см.

Вторым условием сравнения почв в хроноряде является похожее строение почвенного профиля по наличию основных почвенных горизонтов. Это условие контролирует первое – глубину нижней границы пахотного горизонта. В частности, в хроноряду из Карелии строение почв на залежах разного

возраста Р–BEL–BT–C и О–AY–AYpa–EL–BEL–BT–BC–C, а на пашне отсутствуют горизонты EL и BEL за счет их полного вовлечения в пахотный горизонт Р большой мощности. В результате неадекватный выбор объекта на пашне способствовал статистически значимо более высоким оценкам запасов C_{opr} в почвах пашни по сравнению с залежами [6].

Другая причина получения разных выводов об изменениях запасов C_{opr} в почвах хронорядов – недооценка роли пространственного варьирования этих показателей. Во многих работах отсутствуют пространственные повторности на отдельных участках, которые выстроены в хроноряд [17, 33, 34], либо оценки варьирования игнорируются при интерпретации данных, делая вывод по формальному различию средних [26]. При отсутствии пространственных повторностей ($n = 1$) для оценки различий между почвенными разрезами разных членов хроноряда приходится использовать общий доверительный интервал $\pm 2.8S$, где S – среднеквадратическое отклонение показателя, отражающее пространственное варьирование. Если использовать оценки величины S , полученные для исследуемых объектов на территории ВНИИМЗ в Тверской области, то для слоя 0–30 см в среднем получается доверительный интервал $2.8 \times 10 \text{ т/га} = 28 \text{ т/га}$, для слоя 0–40 см он шире – в среднем $\pm 35 \text{ т/га}$, минимум $\pm 12 \text{ т/га}$, максимум $\pm 62 \text{ т/га}$. Применяя эти заниженные оценки (поскольку они приведены для слоя 0–40 см) доверительного интервала к запасам C_{opr} в слое 0–50 см в хронорядах из работы [17], получим незначимое различие всех членов каждого хроноряда. Из этого следует необходимость более тщательного составления хронорядов, с одной стороны, и обязательной оценки пространственного варьирования свойств почв на каждой площадке, которая включается в хроноряд, с другой.

Запасы C_{opr} в слое 0–30 см в песчаных почвах сенокоса (ЕМ-32) во ВНИИМЗ, составляющие $64 \pm 12 \text{ т/га}$ (среднее \pm среднеквадратическое отклонение), соответствуют оценкам ФАО 60–80 т/га для таежной зоны России [47]. Близкие значения (52 т/га в слое 0–30 см) получены для сенокоса на агродерново-подзолистой реградированной суглинистой почве Костромской области [33], 66.5 т/га в слое 0–50 см в Карелии [6].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для тестового полигона на территории ВНИИМЗ в Тверской области получены числовые значения оценок базового уровня содержания, запасов органического углерода, плотности почв, показателей их пространственного варьирования и дифференцированного вертикального распределения в пределах слоя 0–40 см, охватывающего весь гумусовый слой, в агродерново-подзолистых почвах на морене (Albic

Gleyic Retisols (Episiltic, Anoloamic, Aric, Ochric)) и агродерново-подзолах на песках (Albic Podzols (Arenic, Aric, Ochric)). Эти показатели характеризуют мелиорированную пашню в севообороте, сеянные многолетние травы с длительностью вегетации 5 лет, сенокос и залежи длительностью 10–30 лет на 13 динамических площадках.

Для выбора положения динамических площадок использована разнообразная информация о территории тестового полигона, собранная в единый проект ГИС: рельеф, почвообразующие породы, архивная почвенная карта, повторное современное почвенное обследование, схема землепользования, схема дренажной системы, ретроспективный анализ использования полей, космические снимки, ортофотоплан, полученный на основе съемки с беспилотного летательного аппарата. Каждая динамическая площадка характеризовалась 9 индивидуальными точками опробования с контролем строения почвенного профиля в каждой точке и дифференцированным отбором образцов по глубине тонкими слоями по схеме 0–5, 5–10, 10–20, 20–30 и 30–40 см для получения характеристик пространственного варьирования и вертикального распределения содержания запасов C_{opr} и плотности.

Установлена высокая пространственная вариабельность содержания C_{opr} в почвах на малых расстояниях (площадка 30 × 30 м), которая в 5–10 раз выше воспроизводимости определения показателя методом сухого сжигания. Оценки среднеквадратического отклонения запасов C_{opr} нелинейно увеличиваются по мере увеличения мощности оцениваемого слоя от 1–5 т/га для слоя мощностью 5 см до 10–20 т/га для слоя 40 см.

На основе дифференцированного отбора образцов почв по глубине из тонких слоев в пределах слоя 0–40 см установлено следующее.

На пашне в севообороте отмечаются равномерное вертикальное распределение C_{opr} в пределах пахотного горизонта и статистически незначимые различия запасов C_{opr} в слоях 0–10 и 10–20 см.

Динамические площадки с почвами на морене на ровных позициях рельефа на пашне статистически не различаются с запасом C_{opr} в слое 0–30 см 51–55 т/га и в слое 0–40 см 55–61 т/га. В широких ложбинах запас C_{opr} значительно выше: 72 ± 12 и 78 ± 17 т/га в слоях 0–30 и 0–40 см соответственно.

В почвах на морене после вегетации многолетних трав в течение 5 лет и на залежах длительностью от 5 до 20 лет формируется дернина мощностью 3–10 см, аккумулятивное вертикальное распределение C_{opr} с максимумом возле дневной поверхности при отсутствии значимых различий запасов C_{opr} в верхней и нижней частях бывшего пахотного горизонта. При сравнении пашни, 6-летних многолетних трав и 30-летних залежей с

почвами на морене на относительно ровных позициях рельефа общие запасы C_{opr} в слое 0–40 см не имеют значимых отличий между площадками за счет высокого пространственного варьирования на площадках. Значимое увеличение запасов C_{opr} зарегистрировано только для поверхностных горизонтов с дерниной до глубины 10 или 20 см.

В почвах на песках выявлены аналогичные закономерности на общем фоне более низкого содержания и запасов C_{opr} , составляющих от 26 до 45 т/га в слое 0–40 см.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят руководство и сотрудников Всероссийского научно-исследовательского института мелиорированных земель за помощь в организации и проведении полевых исследований, а также Испытательный лабораторный центр ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева” за проведение аналитических работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Важнейшего инновационного проекта государственного значения “Разработка и научное обоснование системы учета бюджета углерода в агроэкосистемах Российской Федерации на основе наземных и дистанционных измерений” (соглашение № ВИП Г3/24-4 от 11 марта 2024 г.).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24120047>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асылбаев И.Г., Мирсаяпов Р.Р. Пилотный карбоновый полигон: анализ запасов углерода в почвах сельхозугодий // Вестник Казанского гос. аграрного ун-та. 2023. № 4. С. 6–12.
<https://doi.org/10.12737/2073-0462-2023-6-12>
2. Владыченский А.С., Телеснина В.М., Румянцева К.А., Чалая Т.А. Органическое вещество и биологическая активность постагрогенных почв

- южной тайги (на примере Костромской области) // Почвоведение. 2013. № 5. С. 570–590. <https://doi.org/10.1134/S1064229313050141>
3. Гвоздецкий Н.А., Жучкова В.К. Физико-географическое районирование нечерноземного центра. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. 451 с.
 4. ГОСТ 26213-2021. Почвы. Методы определения органического вещества.
 5. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 320 с.
 6. Дубровина И.А., Мошкина Е.В., Сидорова В.А., Тююнен А.В., Карпекко А.Ю., Геникова Н.В., Медведева М.В., Мамай А.В., Толстогузов О.В., Кулакова Л.М. Влияние типа землепользования на свойства почв и структуру экосистемных запасов углерода в среднетаежной подзоне Карелии // Почвоведение. 2021. № 11. С. 1392–1406. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21110058>
 7. Иванова Н.Н., Капсамун А.Д., Павлючик Е.Н., Амбросимова Н.Н. Формирование продукционного процесса пастбищных травостоеев на осушаемых почвах в зависимости от их видового состава // Аграрная наука Евро-Северо-Востока. 2018. Т. 64. № 3. С. 56–61. <https://doi.org/10.30766/2072-9081.2018.64.3.56-61>
 8. Иванова Н.Н., Капсамун А.Д., Павлючик Е.Н., Вагунин Д.А., Амбросимова Н.Н. Устойчивость многолетних трав при длительном использовании в условиях осушаемых земель Нечерноземной зоны // Бюл. науки и практики. 2019. Т. 5. № 4. С. 189–196. <https://doi.org/10.33619/2414-2948/41/23>
 9. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации, масштаб 1 : 2 500 000 / Под ред. Добровольского Г.В. и Урусевской И.С. М.: Изд-во МГУ, 2013.
 10. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 11. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
 12. Когут Б.М., Милановский Е.Ю., Хаматнуров Ш.А. О методах определения содержания органического углерода в почвах (критический обзор) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2023. Вып. 114. С. 5–28. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-114-5-28>
 13. Курганова И.Н., Телеснина В.М., Лопес Де Гереню В.О., Личко В.И., Овсепян Л.А. Изменение запасов углерода, микробной и ферментативной активности агродерново-подзолов южной тайги в ходе постагротеневой эволюции // Почвоведение. 2022. № 7. С. 825–842. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070073>
 14. Курганова И.Н., Лопес Де Гереню В.О., Ипп С.Л., Каганов В.В., Хорошаев Д.А., Рухович Д.И., Сумин Ю.В., Дурманов Н.Д., Кузяков Я.В. Пилотный карбоновый полигон в России: анализ запасов углерода в почвах и растительности // Почвы и окружающая среда. 2022. № 2. С. 6–21. <https://doi.org/10.31251/pos.v5i2.169>
 15. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Гудилина И.С. М.: 1980. 16 листов. Легенда к ландшафтной карте СССР масштаба 1:2 500 000. М.: Министерство геологии СССР, 1987. 339 с.
 16. Ландшафтная карта СССР. М-б 1 : 4 000 000 / Под ред. Исаченко А.Г. М.: ГУГК, 1988.
 17. Люри Д.И., Горячkin С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагротеневое восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 415 с.
 18. Павлючик Е.Н., Капсамун А.Д., Иванова Н.Н. Урожайность бобово-злаковых травосмесей при применении минеральной подкормки // Кормопроизводство. 2022. № 3. С. 10–15. <https://doi.org/10.25685/KRM.2022.3.2022.001>
 19. Павлючик Е.Н., Капсамун А.Д., Иванова Н.Н.. Адаптивность бобово-злаковых травосмесей с использованием перспективных сортов к климатическим условиям на осушаемых землях Тверской области // Кормопроизводство. 2023. № 6. С. 3–7. <https://doi.org/10.25685/KRM.2023.6.2023.008>
 20. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 21. Поручение Президента РФ от 02 мая 2021 г. № ПР-753
 22. Постановление Правительства РФ от 08 февраля 2022 г. № 133
 23. Постановление Правительства РФ от 29.10.2022 № 3240-р
 24. Природно-сельскохозяйственное районирование и использование земельного фонда СССР. М.: Колос, 1983. 336 с.
 25. Романовская А.А. Органический углерод в почвах залежных земель России // Почвоведение. 2006. № 1. С. 52–61. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2360018X>
 26. Романовская А.А., Коротков В.Н., Карабань Р.Т., Смирнов Н.С. Динамика элементов баланса углерода на неиспользуемых пахотных угодьях Валдайской возвышенности // Экология. 2012. № 5. С. 347.
 27. Российский национальный кадастр антропогенных выбросов из источников и абсорбции по-глотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом. М.: ИГКЭ, 2023
 28. Рухович Д.И., Рухович А.Д., Рухович Д.Д., Симакова М.С., Куляница А.Л., Брызжев А.В., Королева П.В. Информативность коэффициентов а и в линии почв для анализа материалов дистанционного зондирования // Почвоведение. 2016. №. 8. С. 903–917. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16080128>

29. Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезненная М.А. Динамика и структура запасов углерода в постагротических экосистемах южной тайги // Почвоведение. 2014. № 12. С. 1426–1435.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14090111>
30. Рыжова И.М., Телеснина В.М., Ситникова А.А. Динамика свойств почв и структуры запасов углерода в постагротических экосистемах в процессе естественного лесовосстановления // Почвоведение. 2020. № 2. С. 230–243.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20020100>
31. Симонова Ю.В., Русаков А.В., Рюмин А.Г. Вариабельность запасов углерода на уровне пробных площадок (Ярославская область, Верхняя Волга) // Природная и антропогенная неоднородность почв и статистические методы ее изучения. М.: Дашков и К°, 2022. С. 37–42.
32. Столбовой В.С., Филь П.П. Оценка содержания углерода в сельскохозяйственных почвах Европейской территории России для климатических проектов // Известия РАН. Сер. географическая. 2023. Т. 87. № 4. С. 568–583.
<https://doi.org/10.31857/S2587556623040143>
33. Телеснина В.М., Курганова И.Н., Лопес Де Гереню В.О. Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермоляев А.М., Мирин Д.М. Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагротического развития в разных биоклиматических зонах // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1514–1534.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17120115>
34. Телеснина В.М., Жуков М.А. Влияние способа сельскохозяйственного освоения на динамику биологического круговорота и ряда почвенных свойств в ходе постагротической сукцессии (Костромская область) // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1114–1129.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X1907013X>
35. Хитров Н.Б. Дифференцированный отбор образцов почв по глубине в пределах поверхностного слоя 0–30 см для мониторинга содержания и запасов органического углерода // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2024. В печати.
36. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Диагностические горизонты в классификации почв России: версия 2021 // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21080098>
37. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Предлагаемые изменения в классификации почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–4.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22010087>
38. Хитров Н.Б., Никитин Д.А., Иванова Е.А., Семенов М.В. Пространственно-временная изменчивость содержания и запаса органического вещества почвы: аналитический обзор // Почвоведение. 2023. № 12. С. 1493–1521.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X23600841>
39. Шеин Е.В., Иванов Д.А., Болотов А.Г., Дембовецкий А.В. Гранулометрический состав почв конечно-моренной гряды Верхневолжского постледникового района (Восточно-Европейская равнина, Тверская область) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2022. Вып. 110. С. 5–21.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2022-110-5-21>
40. Angers D.A., Eriksen-Hamel N.S. Full-inversion tillage and organic carbon distribution in soil profiles: A meta-analysis // Soil Sci. Soc. Am. J. 2008. V. 72. P. 1370–1374.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0342>
41. A protocol for measurement, monitoring, reporting and verification of soil organic carbon in agricultural landscapes – GSOC-MRV Protocol. FAO, Rome, 2020.
<https://doi.org/10.4060/cb0509en>
42. Bai Y., Zhou Y. The main factors controlling spatial variability of soil organic carbon in a small karst watershed, Guizhou Province, China // Geoderma. 2020. V. 357. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113938>
43. Breil N.L., Lamaze T., Bustillo V., Marcato-Romain C.-E., Coudert B., Queguiner S., Jarosz-Pellé N. Combined impact of no-tillage and cover crops on soil carbon stocks and fluxes in maize crops // Soil Till. Res. 2023. V. 233. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2023.105782>
44. Conant R.T., Paustian K. Spatial variability of soil organic carbon in grasslands: implications for detecting change at different scales // Environ. Poll. 2002. V. 116. P. 127–135.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2023.105782>
45. Demattè J.A.M., Fongaro C., Rizzo R., Safanelli J. Geospatial Soil Sensing System (GEOS3): A powerful data mining procedure to retrieve soil spectral reflectance from satellite images // Remote Sensing of Environment. 2018. V. 212. P. 161–175.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.04.047>
46. Demattè J.A.M., Safanelli J.L., Poppi R.R., Rizzo R., Silvero N.E.Q., Mendes W.S., Bonfatti B.R., et al. Bare earth's surface spectra as a proxy for soil resource monitoring // Scientific Reports. 2020. V. 10. P. 4461.
<https://doi.org/10.1038/s41598-020-61408-1>
47. Deng L., Wang K., Zhu G., Liu Y., Chen L., Shangguan Z. Changes of soil carbon in five land use stages following 10 years of vegetation succession on the Loess Plateau, China // Catena. 2018. V. 171. P. 185–192.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.07.014>
48. Don A., Schumacher J., Scherer-Lorenzen M., Scholten T., Schulze E.-D. Spatial and vertical variation of soil carbon at two grassland sites – Implications for measuring soil carbon stocks // Geoderma. 2007. V. 141. P. 272–282.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.06.003>
49. Dondini M., Martin M., De Camillis C., Uwizeye A., Soussana J.-F., Robinson T., Steinfeld H. Global assessment of soil carbon in grasslands – From current stock estimates to sequestration potential.

- FAO Animal Production and Health Paper 2023. No. 187. Rome, FAO. <https://doi.org/10.4060/cc3981en>
50. IPCC, 2006. IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme / Eds. Eggleston H.S. et al. Hayama: Inst. Glob. Envir. Strateg., 2006.
51. IUSS Working Group WRB. 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria. 234 p.
52. Jordon M.W., Smith P. Modelling soil carbon stocks following reduced tillage intensity: A framework to estimate decomposition rate constant modifiers for RothC-26.3, demonstrated in north-west Europe // Soil Till. Res. 2022. V. 222. <https://doi.org/10.1016/j.still.2022.105428>
53. LANDSAT 4-7 surface reflectance (LEDAPS) product guide. USGS, 2018.
54. LANDSAT 8 surface reflectance code (LASRC) product guide. USGS, 2018.
55. Knotters M., Teuling K., Reijneveld A., Lesschen J.P., Kuikman P. Changes in organic matter contents and carbon stocks in Dutch soils, 1998–2018 // Geoderma. 2022. V. 414. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.115751>
56. Meurer K.H.E., Haddaway N.R., Bolinder M.A., Kätterer T. Tillage intensity affects total SOC stocks in boreo-temperate regions only in the topsoil—A systematic review using an ESM approach // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 177. P. 613–622. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.015>
57. Padarian J., Stockmann U., Minasny B., McBratney A.B. Monitoring changes in global soil organic carbon stocks from space // Remote Sensing of Environment. 2022. V. 281. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113260>
58. Poeplau C., Prietz R., Don A. Plot-scale variability of organic carbon in temperate agricultural soils—Implications for soil monitoring // J. Plant Nutrition Soil Sci. 2022. V. 185. P. 403–416. <https://doi.org/10.1002/jpln.202100393>
59. Romanenkov V.A., Smith J., Smith P., Sirotenko O., Rukhovich D., Romanenko I. Soil organic carbon dynamics of croplands in European Russia // Regional Environmental Change. 2007. V. 7. P. 93–104. <https://doi.org/10.1007/s10113-007-0031-7>
60. Roujean J.L., Leroy M., Deschamps P.Y. A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data // J. Geophys. Res: Atmospheres. 1992. V. 97. No. D18. P. 20455–20468. <https://doi.org/10.1029/92JD01411>
61. Rukhovich D.I., Koroleva P.V., Vilchevskaya E.V., Romanenkov V.A., Kolesnikova L.G. Constructing a spatially-resolved database for modelling soil organic carbon stocks of croplands in European Russia // Regional Environmental Change. 2007. V. 7. P. 51–61. <https://doi.org/10.1007/s10113-007-0029-1>
62. Schipper L.A., Mudge P.L., Kirschbaum M.U. F., Hedley C.B., Golubiewski N.E., Smaill S.J., Kelliher F.M. Soil order and grazing management effects on changes in soil C and N in New Zealand pastures // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2014. V. 184. P. 67–75. <https://doi.org/10.1080/00288233.2017.1284134>
63. Schrumpf M., Schulze E. D., Kaiser K., Schumacher J. How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories? // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 1193–1212. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1193-2011>
64. Skinner R.H., Dell C.J. Comparing pasture C sequestration estimates from eddy covariance and soil cores // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2015. V. 199. P. 52–57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2014.08.020>
65. Skalský R., Barančíková G., Makovníková J., Koco Š., Halas J., Kobza J. Regional topsoil organic carbon content in the agricultural soils of Slovakia and its drivers, as revealed by the most recent national soil monitoring data // Environmental Challenges. 2024. V. 14. P. 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.envc.2023.100816>
66. Sleutel S., De Neve S., Hofman G. Estimates of carbon stock changes in Belgian cropland // Soil Use and Management. 2003. V. 19. P. 166–171. <https://doi.org/10.1079/SUM2003187>
67. Stolbovoy V., Montanarella L., Panagos P. Carbon Sink Enhancement in Soils of Europe: Data, Modeling, Verification. European Communities, 2007.
68. Tamiminia H., Salehi B., Mahdianpari M., Quackenbush L., Adeli S., Brisco B. Google Earth Engine for geo-big data applications: A meta-analysis and systematic review // ISPRS J. Photogrammetry Remote Sensing. 2020. V. 164. P. 152–170. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2020.04.001>
69. Visschers R., Finke P.A., De Gruyter J.J. A soil sampling program for the Netherlands // Geoderma. 2007. V. 139. P. 60–72. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.01.008>
70. Wiesmeier M., Urbanski L., Hobley E., Lang B., von Lützow M., Marin-Spiotta E., van Wesemael B., Rabot E., Ließ M., Garcia-Franco N., Wollschläger U., Vogel H.-J., Kögel-Knabner I. Soil organic carbon storage as a key function of soils—A review of drivers and indicators at various scales // Geoderma. 2019. V. 333. P. 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>
71. Wendt J., Hauser S. An equivalent soil mass procedure for monitoring soil organic carbon in multiple soil layers // Eur. J. Soil Sci. 2013. V. 64. P. 1–8. <https://doi.org/10.1111/ejss.12002>
72. Xie E., Zhang Y., Huang B., Zhao Y., Shi X., Hu W., Qu M. Spatiotemporal variations in soil organic carbon and their drivers in southeastern China during 1981–2011 // Soil Till. Res. 2021. V. 205. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104763>

Influence of Landuse and Parent Materials on Soil Organic Carbon Content and Storages in Drained Soddy-Podzolic Soils, Tver Region

N. I. Lozbenev¹, *, D. N. Kozlov¹, P. P. Fil¹, N. B. Khitrov¹, and P. M. Shilov¹

¹Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: nlozbenev@mail.ru

Results of baseline evaluations of soil organic carbon (SOC) content, storages, soil bulk density, characteristics of their spatial variability and differential vertical distribution within layer 0–40 cm in agrosoddy-podzolic soils formed from till (Albic Gleyic Retisols (Episiltic, Anolomamic, Aric, Ochric)) and agrosoddy-podzols formed from sands (Albic Podzols (Arenic, Aric, Ochric)) at drained arable lands, hayfield and agricultural fallow lands using 13 dynamic plots of the VNIIMZ test polygon in Tver Region (Russia) are submitted. SOC content has high spatial variability at small distance (plot 30 × 30 m) that is 5–10 times larger than reproducibility of SOM determination by dry combustion. Evaluations of standard deviation of SOC storages nonlinear are increased as the layer thickness increasing from 1–5 t/ha for 5-cm-layer till 10–20 t/ha for 40-cm-layer. Based on differentiated sampling of soils by depth from thin layers within the 0–40 cm layer, the following was established. Uniform vertical distribution of SOC content within plow horizon and statistically insignificant differences in SOC storages in 0–10 and 10–20 cm layers are found in soils at arable lands with crop rotation. Turf about 3–10 cm thickness, accumulative vertical distribution of SOC content with maximum near soil surface and absence of significant difference between SOC storages in upper and bottom parts of former plow horizon are formed in soils from till after perennial herbs vegetation during 6 years and agricultural fallows during 5–10 years. In soils on sand, similar patterns were revealed against the general background of lower SOC content and storages.

Keywords: sandy soils, Albic Podzols, Albic Retisols, arable land, hayfield, agricultural fallow, perennial herbs, spatial variability

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ПОЧВЫ НА КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: ГЕНЕЗИС, СВОЙСТВА И КЛАССИФИКАЦИЯ

© 2024 г. Е. В. Жангуров^{a,*}, М. П. Лебедева^b, Е. В. Шамрикова^a,
М. А. Королёв^a, А. Н. Паников^a

^aИнститут биологии Коми НЦ УрО РАН, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

^bПочвенный институт им. В. В. Докучаева, Пыхлевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

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

Поступила в редакцию 18.04.2024 г.

После доработки 28.06.2024 г.

Принята к публикации 28.06.2024 г.

На основании использования макро- и микроморфологической диагностики, анализа физико-химических свойств и химического состава проведено уточнение генезиса малоисследованных почв горно-тундровых ландшафтов Полярного Урала, сформированных на элювиально-делювиальных отложениях карбонатных пород. Установлена значительная неоднородность почвообразующего мелкозема за счет различного соотношения аллюхтонного и автохтонного материала, залегающего на карбонатных породах. Органическое вещество почв представлено сочетанием нескольких микроформ гумуса, отражая как современные (криогенные, биогенные), так и унаследованные признаки предыдущих этапов почвообразования. Пирогенные воздействия на почву диагностируются по обилию обугленных растительных тканей в горизонтах с сильноожелезненным и обугленным органическим веществом и по включению углистой крошки внутри трещиноватых обломков карбонатных пород. Почвообразование в более теплый период развития ландшафтов (климатический оптимум голоцен) диагностируется по признакам растворения и перекристаллизации кальцита породных фрагментов. Специфические реликтовые признаки в современных почвах, представленные с глинисто-гумусово-железистыми шапочками и пленками на обломках пород, инкорпорированными внутри карбонатной матрицы, выявлены на основании наличия включений в почвообразующий материал фрагментов палеопочв.

Ключевые слова: криометаморфический горизонт, микроморфологический анализ, горная криолито-зона, пирогенез, Calcaric Stagnosol (Humic, Skeletic), Calcaric Skeletic Regosol

DOI: 10.31857/S0032180X24120055, **EDN:** JDJKOХ

ВВЕДЕНИЕ

Почвы, формирующиеся при близком подстилании плотных карбонатных пород (известняки, доломиты, мергели), давно изучались в широком биоклиматическом спектре [5, 16, 26, 28, 43, 44, 53]. В лесной зоне наиболее полно описаны дерново-карбонатные почвы на карбонатных породах (**КП**) для северо-запада Русской равнины (Ленинградская, Псковская, Новгородская области) [8, 9, 10, 11, 18, 41], Прибалтика [34] и Предуралье [18, 27, 37]. Данные почвы имеют как общие (высокая гумусированность, наличие карбонатных пород с поверхностных горизонтов), так и отличительные черты (различные сочетания гумусовых и нижележащих горизонтов) по сравнению с аналогами на КП южной и средней тайги Средней Сибири [14].

В североазиатском регионе на КП различного генезиса и состава (известняки, мрамора, силикатно-карбонатные и глинисто-карбонатные породы) описаны карболитоземы (дерново-карбонатные почвы), серогумусовые, темно- и светлогумусовые остаточно-карбонатные почвы, метаморфизованные буровые, криоземы остаточно-карбонатные [3, 7, 14, 27, 28].

Вопросы географических закономерностей направленности почвообразования в зависимости от состава КП остаются открытыми [15]. В частности, значительно меньше известно о почвах на КП, развивающихся в арктическом и субарктическом регионах [17]. В европейской части России, на фоне широкого распространения четвертичных отложений, выход на дневную поверхность

дочетвертичных КП различного возраста (Пермь, Ордовик) – редкое явление. Однако КП, как при близком залегании, так и в виде естественных геологических обнажений (плит), обусловливают специфику формирования почв Крайнего Севера. Есть сведения, что карбонатный субстрат препятствует развитию зональных процессов почвообразования, приводящих к элювиально-иллювиальной дифференциации профиля, затормаживает оструктуривание, способствует поддержанию нейтрально-щелочной реакции, насыщенности почвенного поглощающего комплекса, образованию гуматно-кальциевого гумуса, а также накоплению неподвижных форм элементов на карбонатном геохимическом барьере [25, 29].

Широкому разнообразию элементарных почвообразовательных процессов в условиях гумидного климата способствуют и быстрое выщелачивание карбонатов, а также различная доля аллюхтонного бескарбонатного мелкозема. Различают несколько вариантов почвообразования на плотных КП, как в автохтонном, а также в аллюхтонном мелкоземе силикатных пород. Как отмечают Горячкин и Макеев: “эти субстраты часто принимают за продукты выветривания или элювий нижележащих КП. Однако на ледниковых территориях Севера эти породы отчетливо диагностируются как гляциальные отложения, так как в своем составе имеют включения валунов, гальки и гравия гранитов, гнейсов и других неродственных карбонатным отложениям пород” [15, с. 12]. В северных регионах наличие моренного материала обеспечивает большее литогенное разнообразие автономных почв на КП по сравнению с аридными [27]: в соответствии с проведенными исследованиями [14] выделено двенадцать типов почв на КП в различных отделах.

Цель работы – на основании сравнительного исследования макро- и микроморфологического строения и физико-химических свойств, установить генетические особенности почв на карбонатных породах горных тундр Полярного Урала.

Наряду со слабой изученностью генезиса почв на КП, актуальной задачей современности является выявление роли и специфики состава органического вещества в процессах почвообразования [49, 53]. Несмотря на “неоднозначность и двойственность понятия гуминовых веществ (специфические соединения и сумма операционных фракций), а также условность разделения органического вещества...” [22, с. 1449], вслед за Заварзиной с соавт. [31] считаем соотношения $C_{ГК}/C_{ФК}$ удобным показателем характеристики органического вещества, отражающим условия образования почв. Выполнение данного вида анализа важно для определения положения малоисследованных ранее карбонатных почв Полярного Урала в общей базе данных о фракционно-групповом составе гумуса главных типов почв России и зарубежных стран.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований находится в южной части циркумполярной зоны и охватывает восточный макросклон Полярного Урала к северу от нежилого поселка Полярный (платформа 110 км), Ямalo-Ненецкий автономный округ (рис. 1). Климат горной части Полярного Урала гумидный континентальный и характеризуется особенностями высоких широт: низкой температурой воздуха, высокой влажностью в связи с расположением в зоне избыточного увлажнения, с довольно интенсивными ветрами и перераспределением этих показателей в горном рельфе. Локальное увеличение количества осадков у крутых наветренных склонов может приводить к двух-трехкратному возрастанию мощности снежного покрова в его полосе шириной 100–300 м по сравнению с горными вершинами [42]. Количество осадков в зависимости от высоты горных хребтов существенно варьирует и составляет 600–1000 мм/год. Характерны резкие колебания сезонных и суточных температур: в июле абсолютный минимум температуры на поверхности почвы может опускаться до -13°C , при минимальной средней $+1.6^{\circ}\text{C}$ [38]. В результате высокой щебнистости, наличия карбонатных пород в срединных и нижних горизонтах и провальной фильтрационной способности листая мерзлота в пределах изученных почвенных профилей отсутствует [49]. На Полярном Урале сохранение многолетнемерзлых пород в пределах почвенного профиля возможно лишь в горно-тундровых ландшафтах с мощным торфяным горизонтом (до 30–40 см), где глубина сезонно-талого слоя составляет 45–50 см.

Полевые исследования проводили методом заложения почвенно-геоморфологического профиля (топокатены) протяженностью около 1.5 км с перепадом абсолютных высот от 265 до 235 м над ур. м. Выбрано четыре опорных разреза. Профили заложены в верхней, средней и в нижней частях склона С–В экспозиции хребта Большой Пайпудынский (рис. 2). Исследования проведены во второй декаде августа.

Индексация почвенных горизонтов и классификация почвенных профилей даны в соответствии [33, 55]. Индексы цвета почвенных горизонтов даны по шкале Манселла [52].

Микроморфологические свойства почв изучены в шлифах из ненарушенных микромонолитов основных генетических горизонтов почв. Микроморфологические описания проведены по международному микроморфологическому руководству [54] с использованием микроскопа Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26 (Япония). Валовый химический состав почв (на прокаленную навеску) определен рентген-флуоресцентным методом на анализаторе Респект (Россия). Анализатор и микроскопы являются приборами ЦКП

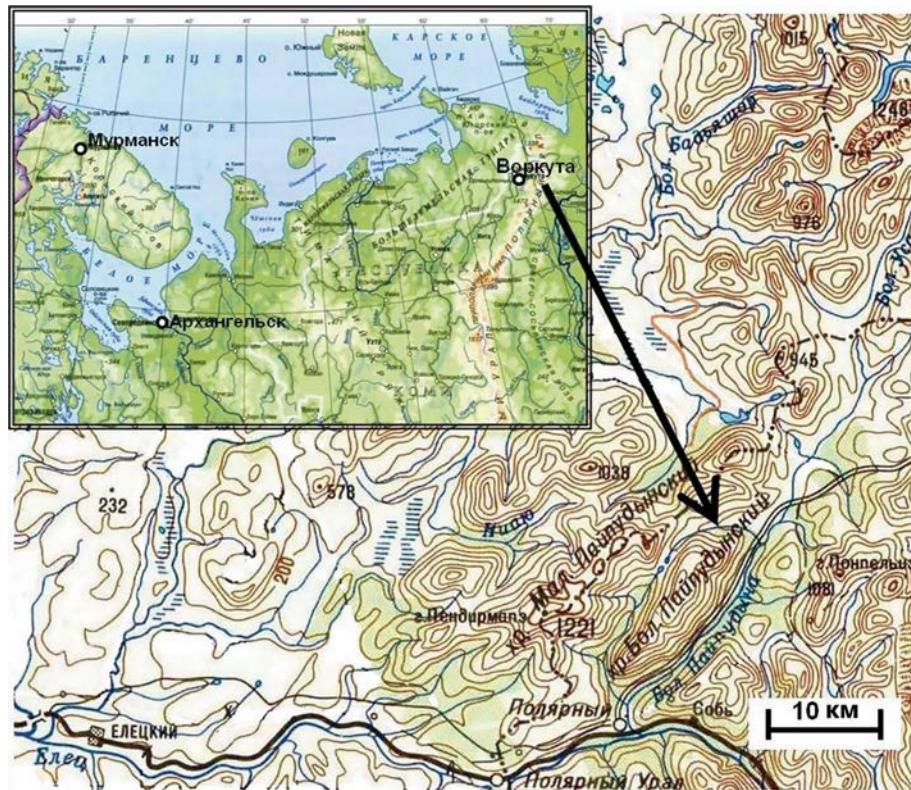


Рис. 1. Район исследований.

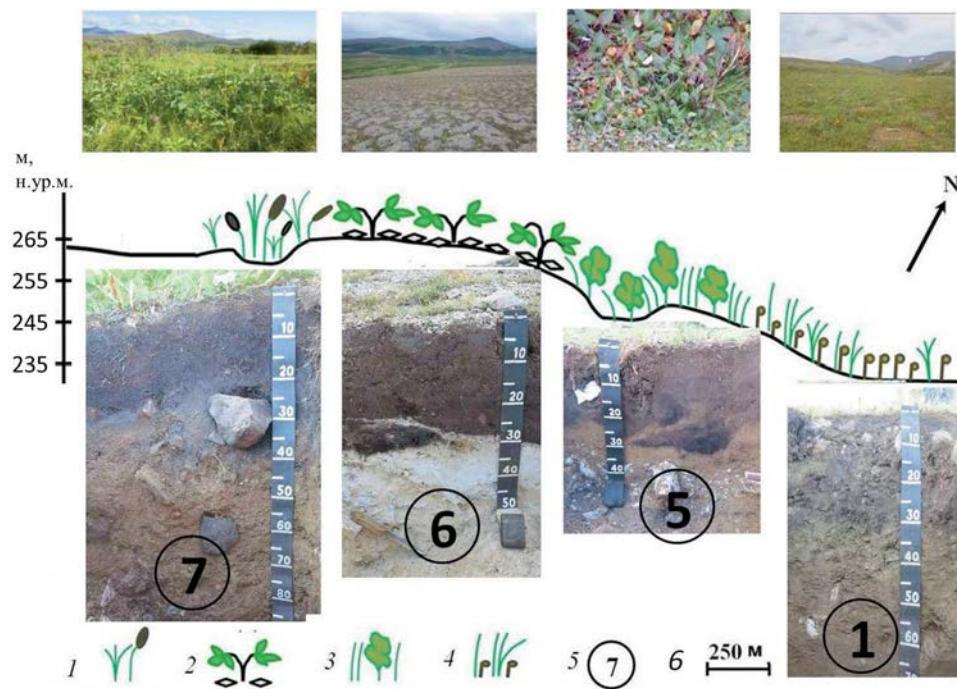


Рис. 2. Расположение объектов исследований на ландшафтно-геоморфологическом профиле. 1 – высокотравный луг; 2 – дриадовая тундра; 3 – травяно-иvakовое сообщество; 4 – разнотравно-осоково-моховое сообщество; 5 – номер почвенного разреза; 6 – горизонтальный масштаб.

“Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института имени В.В. Докучаева.

Содержание общего углерода ($C_{общ}$) и азота ($N_{общ}$) измерено на CHNS-O-элементном анализаторе EA 1110 (Carlo Erba, Италия), содержание карбонатов – на кальциметре 08.53 Eijkelkamp (SA07, США–Нидерланды). Фракционно-групповой состав гумуса определяли по методу И.В. Тюрина в модификации В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой со спектрофотометрическим окончанием. Массовая доля аморфных и слабоокристаллизованных форм железа и алюминия определена методом Тамма, несиликатных форм железа – методом Мера–Джексона [6]. Значения pH_{H_2O} оценены с помощью ионометра универсального Анион-4100 (Россия). Аналитические данные получены в Экоаналитической лаборатории, аккредитованной в Системе аккредитации аналитических лабораторий Ростандарта России (аттестат РОСС RU.0001.511257 от 16.04.2014), а также в отделе почвоведения Института биологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Макро- и микроморфологические особенности почв. Разрез 7-ПУ заложен под высокотравным лугом (общее проективное покрытие яруса трав 100%) в небольшом мезопонижении в виде ложбины времененного водотока. Абсолютная высота участка 260 м, координаты: $67^{\circ}13'23.30'' N$; $65^{\circ}38'10.70'' E$. Строение почвенного профиля: O(0–2)–H1(2–10)–H2(10–20)–CRHg(20–27)–CRM1ca(27–50)–CRM2ca(50–65)–BCca(65–80 см). Профиль имеет большую мощность и единичные включения известняков до 50 см, глубже их содержание постепенно увеличивается, а с 80 см отмечается резкое подстилание крупных глыб. Под слаборазложившейся подстилкой сформированы перегнойные горизонты H (10YR 3/1; 2/1), мажущейся консистенции, состоящие из разложившихся и утративших исходное строение растительных остатков. Застойно-промывной тип водного режима, наряду со средне-тяжелосуглинистым гранулометрическим составом, приводит к отчетливому формированию глееватого горизонта CRHg с серовато-сизой окраской (5Y 6/2) на глубине 20–27 см. По всему профилю отмечено присутствие Fe-гумусовых конкреций (рис. 3). При этом до глубины 20–27 см имеет место творожистая или икряная структура горизонта CRHg. Ниже отчетливо выражены криогенно-оструктуренные криометаморфические горизонты с включениями обломков известняков. Горизонт CRM1ca – легкий суглинок с мелкокомковатыми структурными отдельностями, горизонт CRM2ca – среднесуглинистый, с угловато-плитчатыми структурными элементами [49]. Мелкозем до глубины 27 см не вскипает от HCl,

на глубине 30–80 см и мелкозем, и включения известняков вскипают бурно. Следует отметить, что серия горизонтов на глубине 20–65 см различается количеством фрагментированных растительных остатков. Почва по [33] перегнойно-криометаморфическая глееватая остаточно-карбонатная; по [55] – Calcaric Stagnosol (Humic, Skeletic).

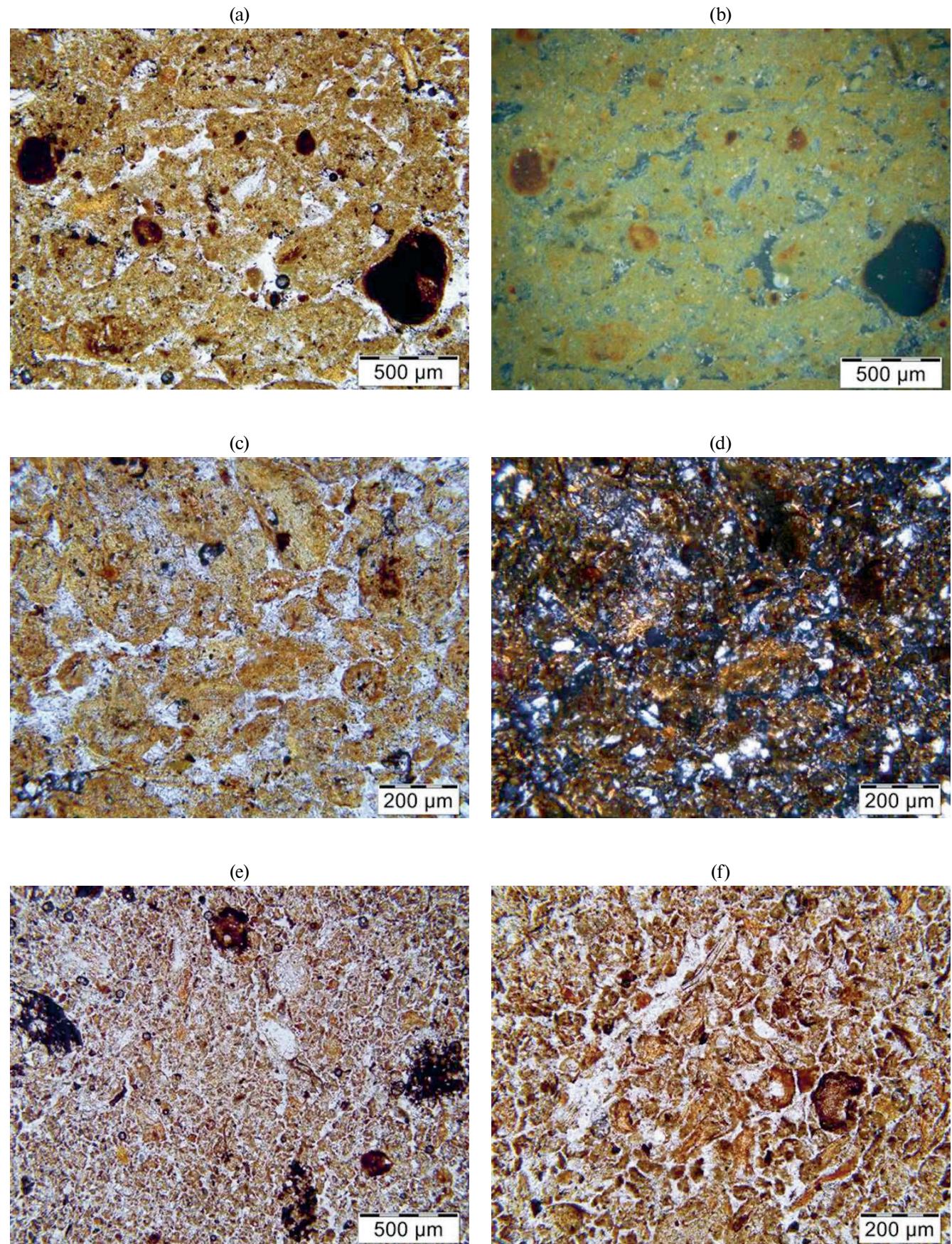
На микроуровне для всех выделенных генетических горизонтов разреза 7-ПУ диагностируются микропризнаки оглеения по всему профилю: максимальное содержание железисто-гумусовых и железистых нодулей отмечены в верхнем горизонте (рис. 3а, 3б), постепенно снижаясь с глубиной. Железисто-марганцевые дендриты образованы в горизонте с высоким содержанием мелких органических остатков (рис. 3е, 3ф). Здесь отмечены ожелезненность и углефицированность растительных остатков.

Разрез 6-ПУ заложен в элювиальных условиях в верхней части увала на абсолютной высоте 265 м; координаты: $67^{\circ}13'29.70'' N$; $65^{\circ}38'17.10'' E$. В растительном покрове – дриадовая тундра (общее проективное покрытие *Dryas octopetala* 30–35%). Отчетливо выражен криогенно-пятнистый микрорельеф: пятна без растительного покрова имеют специфическую 4–5–6 угольную геометрическую форму и составляют 60–70% от общей поверхности. Разрез заложен под куртиной *Dryas octopetala*. Строение профиля: O(0–1)–AH1pir,ca(1–10/15)–AH2pir,ca(10/15–25)–AH3pir,ca(25–35)–BCca(35–45)–Cca(45–55 см).

Почва характеризуется отчетливой дифференциацией на генетические горизонты. Под мало-мощным подстилочно-торфянистым горизонтом О сформированы бурно вскипающие от HCl перегнойно-темногумусовые горизонты AH₁pir,ca, которые диагностируются по наличию темной (от темно-коричневой вплоть до черной) окраской (10YR 3/3–3/1; 10YR 2/1) и непрочной комковатой структурой с отчетливым (резким) переходом по цвету в нижележащие горизонты (BCca и Cca). В горизонтах AH₁pir,ca имеется незначительная примесь растительных остатков разной степени разложения, а также включения послепожарных древесных углей.

С глубины 32 см горизонты BCca и Cca имеют белесовато-серую (10YR 8/1; 10YR 7/3) окраску и песчано-супесчаный гранулометрический состав, что связано с включением обломков известняков. По всему профилю характерно бурное вскипание от HCl как мелкозема, так и щебня мраморизованных известняков, расположенных даже на дневной поверхности. Почва классифицируется как перегнойно-темногумусовая остаточно-карбонатная [33]; Calcaric Skeletic Leptic Regosol [55].

На микроуровне также отмечена двучленность профиля. Верхние горизонты AH₁pir,ca(1–35 см)



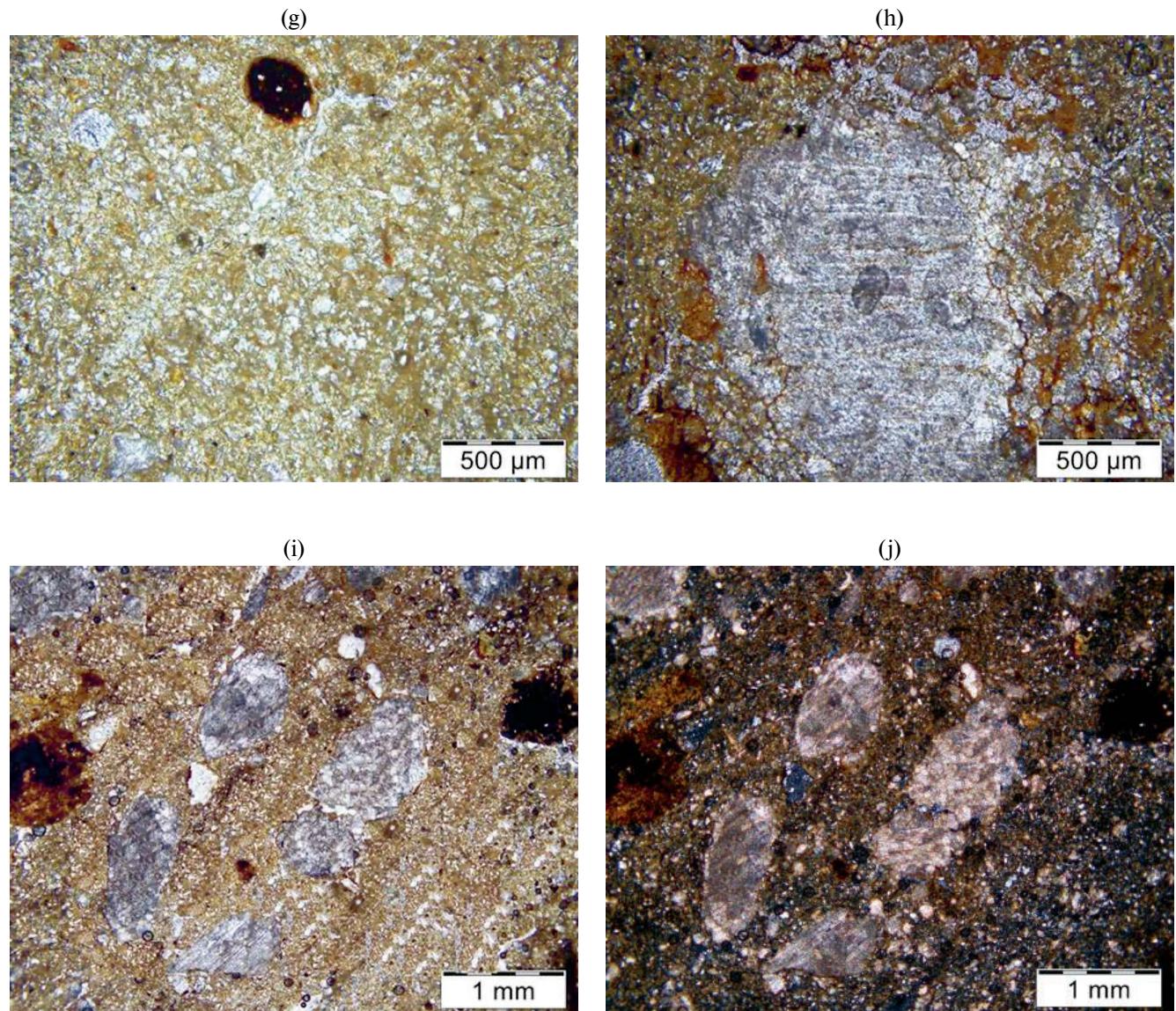
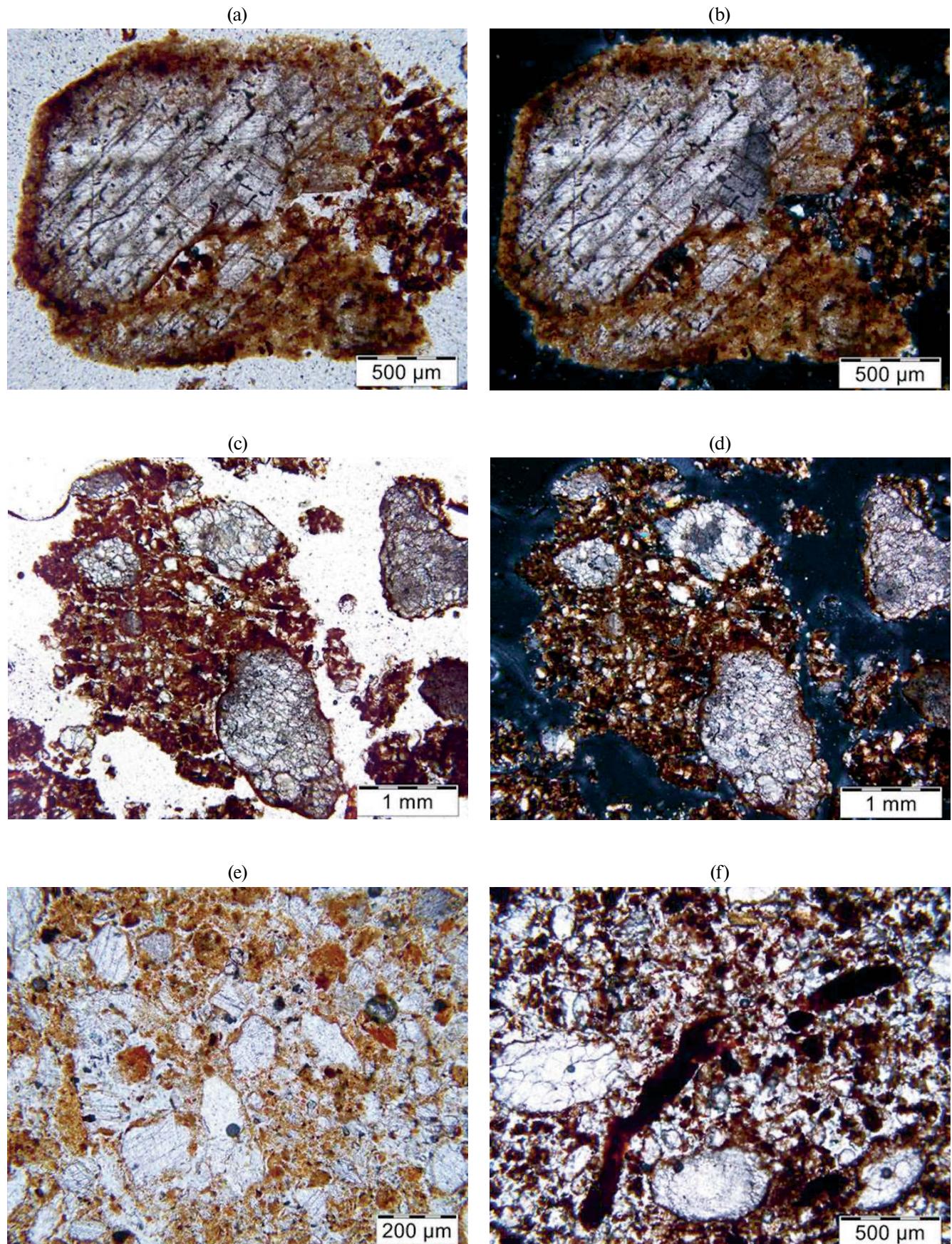
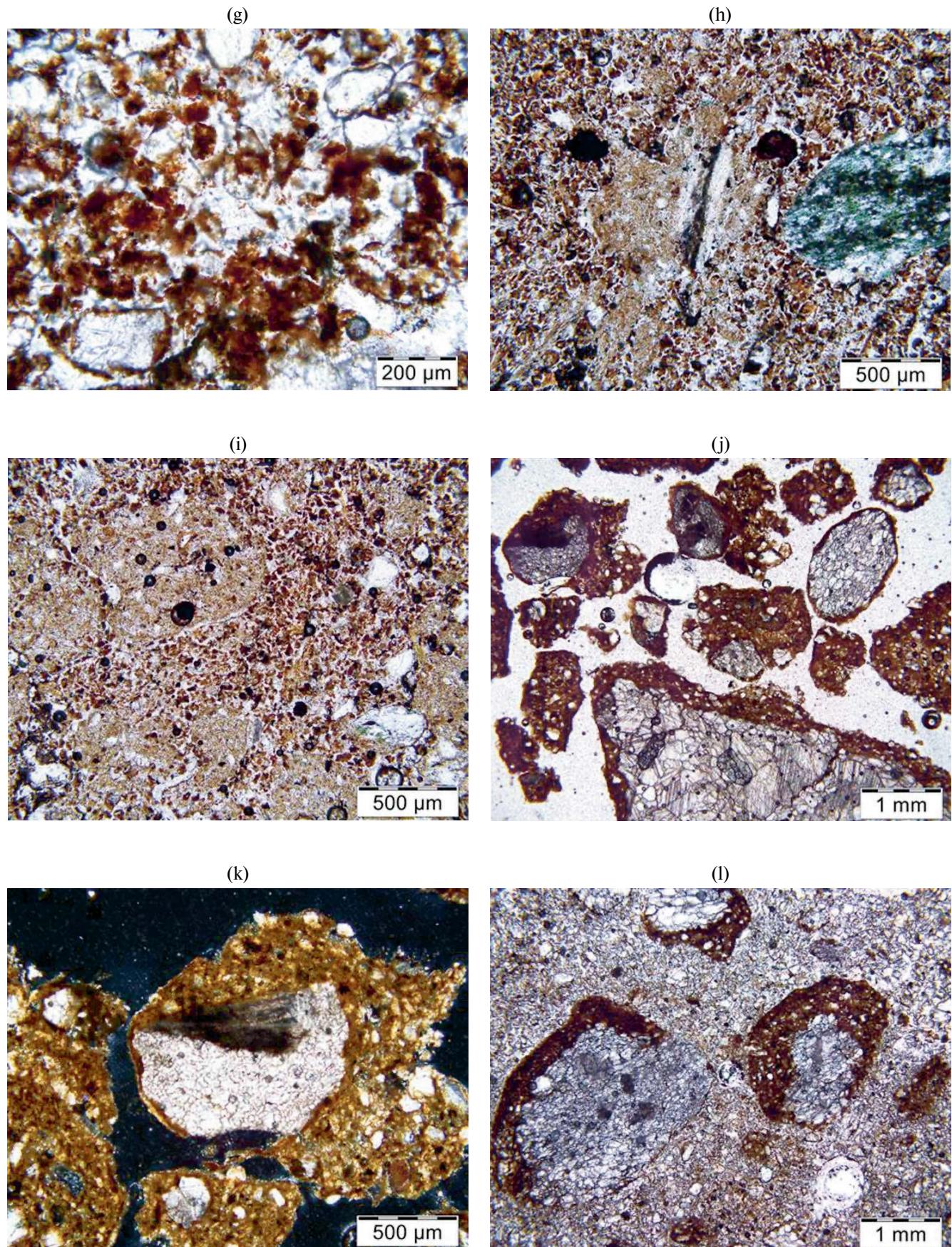


Рис. 3. Микростроение, разрез 7-ПУ: (а)–(д) – H2 (10–20 см) – высокая микроагрегированность, железистые нодули, зерна пыли в порах (ПН – (а), (с); ХН – (д); отраженный свет – (б)); (е), (ф) – CRHg (20–27 см) – мелкая фрагментация растительных остатков, углефицированные частицы; экскременты почвенной мезофауны (ПН); (г), (х) – CRM1ca (27–50 см) – карбонатный материал с Fe-нодулем ((г) – ПН), обломок карбонатной породы с трещинами разрушения в краевых зонах ((х) – ХН); (и), (к) – CRM2ca (50–65 см) – включения обломков карбонатных пород, железисто-марганцевые конкреции ((и) – ПН; (к) – ХН).

содержат агрегированный мелкозем пылевато-карбонатно-глинисто-железистого состава и обломки карбонатных пород с такими же по составу мелкоземистыми кутанами как и вмещающий глинисто-пылевато-гумусовый материал (рис. 4а–4д). Эти горизонты лежат на сложном по составу и организации карбонатном материале – включения интракластов (обломков крупнозернистых карбонатных пород) с такими же по составу кутанами, как в горизонте Ahpir,са, которые сцеплены спаритовым карбонатным цементом – горизонт Csa (рис. 4к).

Важно отметить, что в верхних горизонтах такие кутаны отмечены на верхних гранях, образуя шапочки, а в нижележащем карбонатном слое такие же по составу кутаны расположены без четкой приуроченности к расположению на обломках. Особенностью микростроения мелкоземистых агрегатов в горизонтах Ahpir,са (1–10, 10–20 см) является высокое содержание глинисто-железистого органического вещества и микросгустковая организация с тенденцией к микроплитчатости в более крупных комковатых агрегатах (рис. 4с).





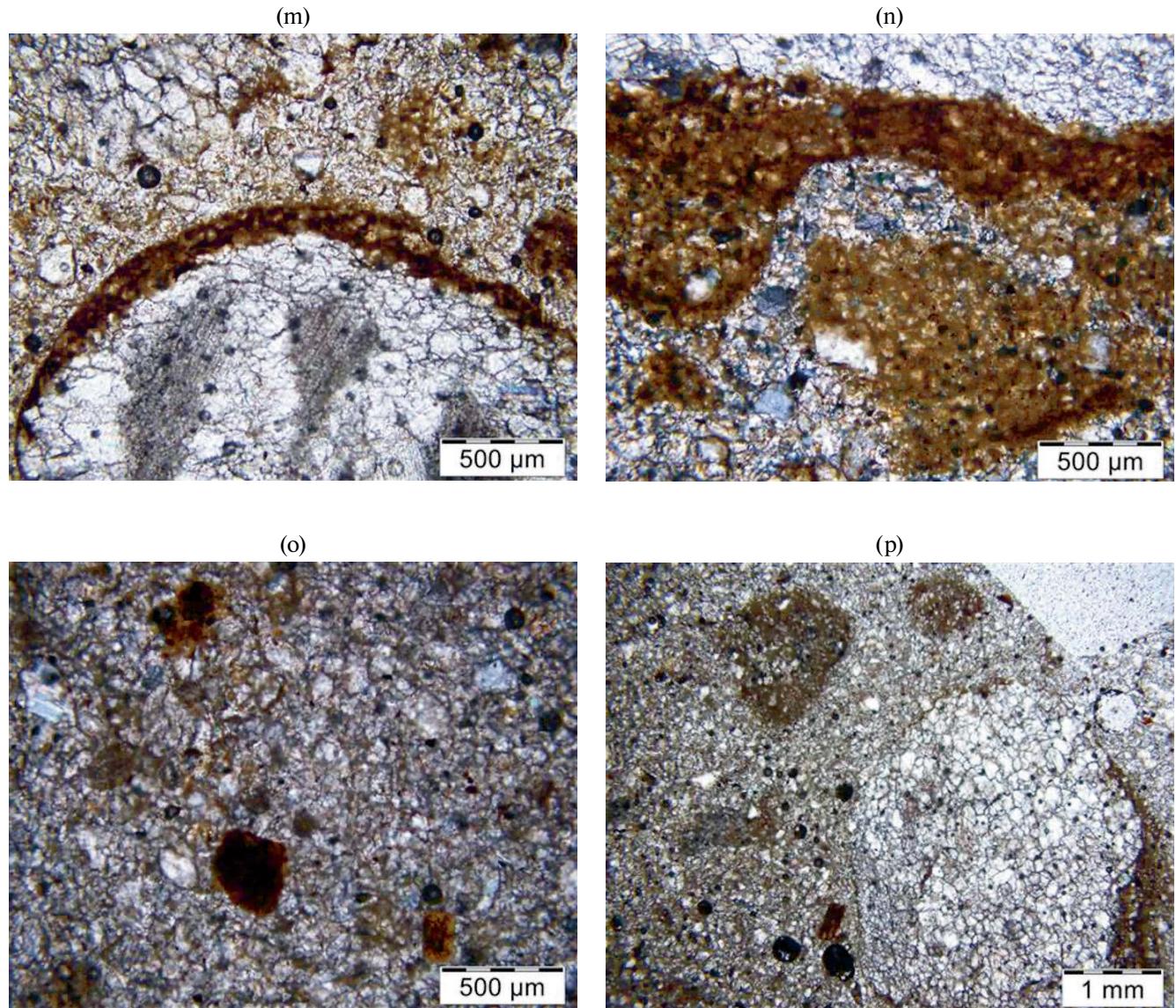


Рис. 4. Микростроение, разрез 6-ПУ: (а)–(е) – АН1pir,са (1–10/15 см) – карбонатные породы ((а), (е) – ИН; (б), (д) – ХН); (ф), (х)) АН2pir,са (10/15–25 см) – углефицированные растительные остатки, Fe-глинисто-гумусовые сгустки (ИН); (и), (ж) – АН3pir,са (25–28 см) – комковатые агрегаты с обилием мелких экскрементов почвенной микрофауны в порах, включение амфибола (ИН); (к), (л) – АН3pir,са (28–35 см) – карбонатные породы с Fe-глинисто-гумусовыми кутанами, тонкая (к – ИН), углистая пыль на карбонатном обломке ((л) – ХН); (м)–(о)) ВСса (35–45 см) – карбонатные обломки с Fe-глинисто-гумусовыми кутанами в карбонатном плотном материале ((м), (н) – ИН, (о) – ХН); (п), (к) – Сса (45–...см) – плотный карбонатный горизонт, железистые нодулы разного размера ((п) – ХН; (к) – ИН).

Данный профиль отличается от других сравниваемых разрезов наличием большого количества углей, а также появлением обломков карбонатных пород с Fe-глинисто-гумусовыми кутанами и с включением тонкопылеватого углистого материала в “ямках” на поверхности карбонатов (рис. 4к, 4л).

Разрез 5-ПУ заложен на вогнутом (U-образной формы ложбина) участке верхней части склона на

переотложенных рыхлых отложениях мощностью 45 см, резко подстилаемых массивными плитами мраморизованных известняков (рис. 2). В растительном покрове травяно-ивковое сообщество (общее проективное покрытие 100%). Абсолютная высота участка 245 м, координаты: 67°13'30.70'' N; 65°38'2.90'' E. Строение профиля: О(0–2) – АН1pir(2–5) – АН2pir(5–15/20) – CRM(15/20–30) – CRMca(30–45 см). В верхней части почвенного

профиля под хорошо разложившейся оторфованной подстилкой развит перегнойно-темногумусовый горизонт АН_{ріг} – очень темно-серый (10YR 3/1) материал с примесью растительных остатков разной степени разложения. Встречаются после-пожарные древесные угли (2–3 мм), максимальное содержание которых локализовано на глубине 23–33 см в виде погребенного интенсивно темноокрашенного слоя (10YR 2/1 black). Единично присутствуют включения молочно-белого кварца с размерами до 10–15 мм. С 15(20) см идет серия криометаморфических горизонтов CRM(15–30)–CRM_{са}(30–45) (10YR 4/3; 5/3), которые различаются по интенсивности вскипания (на глубине 30–45 см отмечено вскипание мелкозема). С глубины 45 см выражено резкое подстилание плит мраморизованных известняков. Почва по [33] перегнойно-темногумусовая криометаморфическая остаточно-карбонатная или Calcaric Mollic Leptic Stagnosol Skeletic [55].

Микроморфологические особенности разрез 5-ПУ показывают также двухчленность почвенно-го профиля по характеру агрегированности и карбонатности с границей на глубине 35 см. Верхние 35 см (рис. 5а–5д) отличаются высоким содержанием тонкой пыли и растительных остатков, в том числе мелких углефицированных тканей, агрегированностью и высокой межагрегатной пористостью, преобладанием глинисто-Fe-гумусового тонкодисперсного вещества. Ниже 35 см отмечены явные микропризнаки оглеения – обезжелезненный материал с Mn–Fe дендроидными новообразованиями и микронодулями (рис. 5е, 5и).

Признаки обезжелезнения пылевато-глинистого материала с образованием Fe–Mn нодулей и дендроидных железистых новообразований сходны с таковыми, описанными в горизонте CRM_{1са} (40–50 см) разреза 7-ПУ.

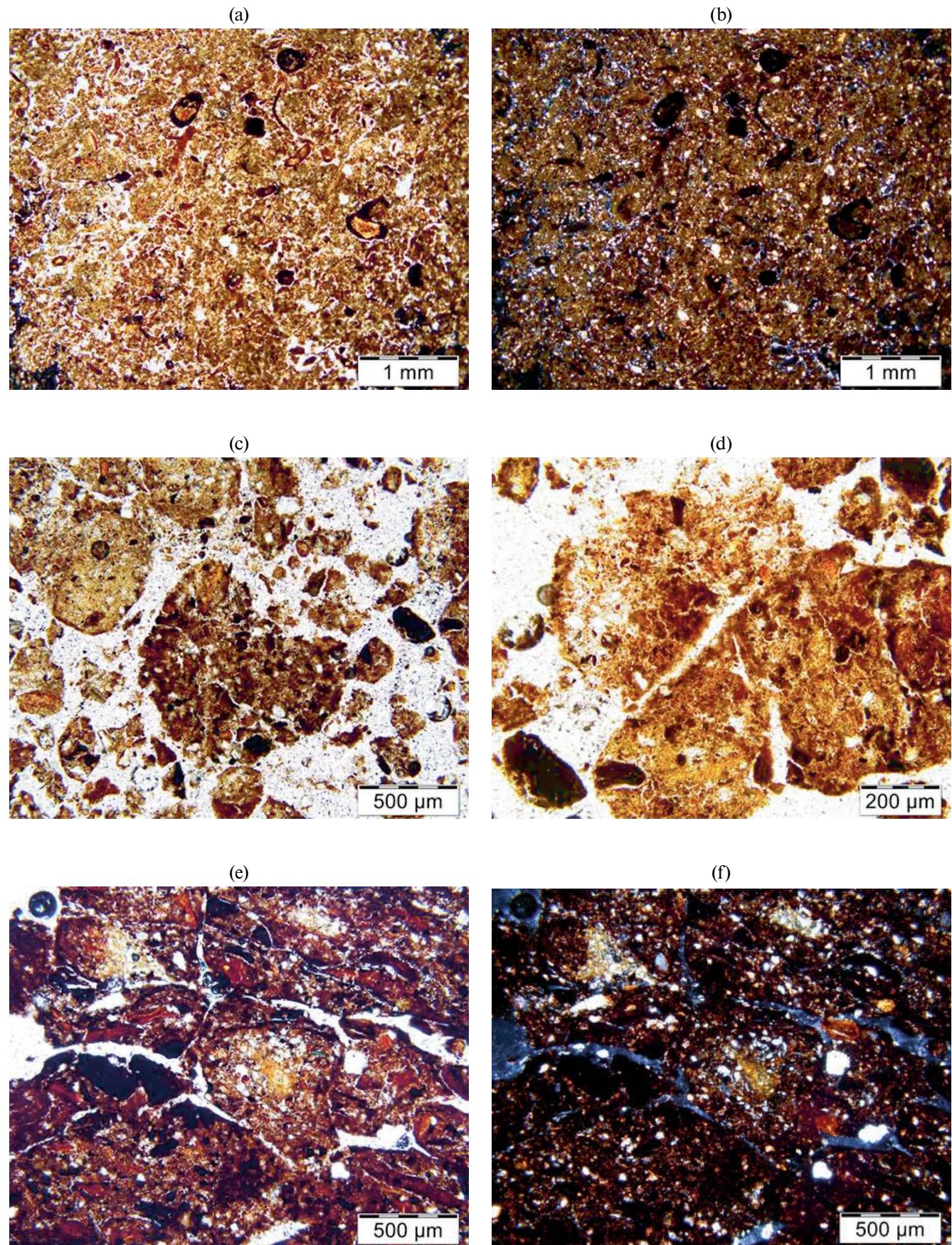
Разрез 1-ПУ заложен в нижней части пологого склона. В растительном покрове – пятнистая дриадово-моховая тундра; общее проективное покрытие – 60% (координаты: 67°13'28.7" N; 65°38'39.8" E). Пятна-медальоны без растительного покрова имеют округло-ovalную форму (до 40–50 см) и составляют 10% от общей поверхности. Абсолютная высота 235 м. Строение профиля: О(0–1)–AY1(1–5)–AY2(5–15)–CRM(15–35)–CRM_{са}(35–60 см). Под маломощной подстилкой сформирован серогумусовый горизонт AY – легкий суглинок с мелкокомковатой структурой серой окраски (10YR 3/3). В средней и нижней частях профиля наблюдается серия горизонтов CRM(15–35, 35–60 см) со специфической структурной организацией. Горизонты отличаются четко выраженной горизонтальной делимостью: линзовидные агрегаты толщиной 5–8 мм распадаются

на мелкокомковатые (местами угловатые) структурные отдельности и достигают размеров 3–4 мм. Такую структуру, как известно, связывают с криогенным преобразованием минеральной почвенной массы на месте (процессы криогенного метаморфизма) [13, 20, 21, 40]. Внутрипедная масса агрегатов имеет желтовато-бурую окраску (10YR 4/3; 4/6) и не отличается от цвета поверхности агрегатов. В нижних горизонтах с глубины 15 см происходит постепенное возрастание дресвы и карбонатного щебня, мелкозем активно вскипает от воздействия 10%-ной HCl. Почва по [33] дерново-криометаморфическая остаточно-карбонатная или Calcaric Skeletic Regosol Loamic по [55]. Микроморфологические исследования не проводили, поскольку макроморфологически отдельные горизонты этого профиля сходны с разрезом 7-ПУ.

Химические свойства почв. Исследуемые разрезы характеризуются широким диапазоном значений pH_{H₂O} от 5.6 до 8.5 с наибольшими величинами в разрезе 6-ПУ, заложенном на вершине увала. В почвах значительно варьирует и содержание углерода органических соединений от 0 до 35%, и углерода неорганических соединений от 0 до 12% (CaCO₃ от 0 до 100%) (табл. 1). Органические соединения закрепляются в пределах поверхностных горизонтов и имеют максимальное содержание органических форм углерода и азота (до 2.5%). Неорганический азот (сумма N–NO₃⁻ и N–NH₄⁺) составляет менее 1% от общего его содержания элемента в почвах.

Для органогенных и ряда гумусовых горизонтов разрезов 1-ПУ, 5-ПУ и 7-ПУ характерен фульватно-гуматный тип гумуса по Д.С. Орлову (C_{ГК}/C_{ФК} = 1.2–1.9) с максимальными значениями в горизонте H1 и H2 (раз. 7-ПУ) (табл. 2). В горизонтах H1 и H2 (разрез 7-ПУ), а также AH_{2ріг,са} (разрез 5-ПУ) выражено значительное накопление второй фракции гуминовых кислот (ГК), связанной с кальцием (40–50% от суммы ГК). Доля третьей фракции ГК, связанных с устойчивыми формами оксидов железа, алюминия и глинистыми минералами, всех изучаемых объектов составляет 30–60%.

В распределении валовых форм элементов в почвах преобладают кальций и кремний в разных соотношениях. Сумма оксидов этих двух элементов максимальна (96–99%) в горизонте BC_{са} (35–45) и C_{са} (45–55), мелкоземе и породе почвы 6-ПУ (табл. 3). Содержание CaO в этих объектах в 16–33 раза выше SiO₂. В органогенном и гумусовых горизонтах данной почвы на сумму оксидов кремния и кальция приходится 80–88% за счет накопления Fe₂O₃ (3–8%), Al₂O₃ (~5%), MgO и K₂O (2%), при этом отмечено обратное отношение SiO₂/CaO = 1.7.



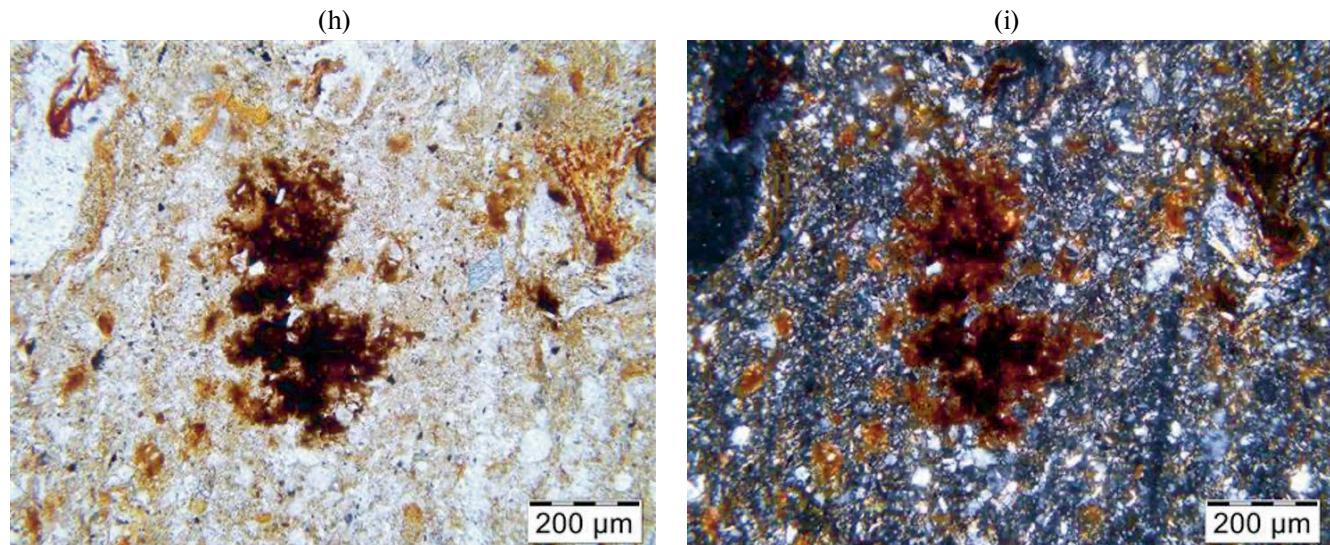


Рис. 5. Микростроение, разрез 5-ПУ: (а), (б) – АН1pir (2–5 см) – пылевато-глинисто-гумусовый материал с обилием мелких растительных остатков ((а) – ИИ; (б) – ХН); (с), (д) – АН2pir (5–15(20) см) – агрегаты с разным составом органического тонкодисперсного материала (ИИ); (д) – органические, сильно ожелезненные агрегаты с угольками разного размера; (е), (ф) – CRM (15(20)–30 см) – обугленные органо-железистые плитчатый агрегаты с включением спарита ((е) – ИИ; (ф) – ХН); (г), (и) – CRMca (30–45 см) – обесцвеченный пылеватый материал с Fe–Mn-дендритами ((г) – ИИ; (и) – ХН).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В сравниваемых разрезах включения обломков и подстилающие породы представлены белыми массивными мраморизованными известняками нижнедевонского возраста [45], в которых заключены фрагменты карбонатных обломков с глинисто-Fe-гумусовых кутанами (рис. 4 m –4 o). Наличие таких специфических кутан на поверхности обломков карбонатных пород позволяет предполагать, что почвообразующий материал сравниваемых почв является педоседиментом – переотложенным материалом более древних почв [35].

Для разреза 7-ПУ зеленоватый цвет внутрипедной карбонатно-силикатной тонкодисперсной почвенной массы на глубине 40–50 см и проникновение ожелезненного тонкодисперсного вещества в трещины по краям обломков карбонатных пород (рис. 3 g , 3 h) свидетельствуют о более длительном застое влаги на контакте с более тяжелым по гранулометрическому составу слоем (рис. 3 i , 3 m). Эти признаки оглеения на микроуровне позволяют говорить о периодической смене окислительно-востановительного потенциала, что хорошо согласуется с почвенно-экологическими условиями. В межагрегатных порах отмечены чистые зерна кварц-полевошпатового состава за счет криогенной сепарации (рис. 3 d). По наличию хорошо выраженной микроагрегированности – оoidной округлой структуре и обилию мелких фрагментированных растительных остатков и экскрементов почвенной микрофауны, особенно в горизонте до

глубины 27 см (рис. 3 c –3 f), можно констатировать о формировании в этой почве относительно мощного гумусово-криометаморфического горизонте CRHg (20–27 см).

В горизонтах CRM на глубине 27–50 и 50–65 см с включением обломков карбонатных пород с железистыми псевдоморфозами, вероятно, интенсивно протекают процессы криогенного выветривания материала, находящегося более длительное время во влажном состоянии по сравнению с верхними горизонтами (рис. 3 h). Железисто-глинистые псевдоморфозы, как известно, могут быть связаны с разрушением железосодержащих минералов и с выделением аморфных соединений железа, проникающих в краевые трещины обломков карбонатных пород. Считаем, что именно криогенные процессы в слое длительной сезонной мерзлоты определяют возникновение таких специфических трещин, как трещины десквамации.

Слабое развитие специфических плитчатых и шлировых микроагрегатов в исследуемом разрезе, по-видимому, связаны с рядом причин. Как было показано различными авторами [12, 20, 36, 49] наиболее ярко криогенная микроструктурная организация выражена в почвах на кислых почвообразующих породах, сформированных на однородных пылеватых легко-среднесуглинистых отложениях в условиях частого перехода через ноль [30]. Формирование криогенной структуры происходит под воздействием многократных циклов промерзания–оттаивания в определенных диапазонах

Таблица 1. Физико-химическая характеристика почв

Горизонт	Глубина, см	Цвет по шкале Манселла	Доля крупно-зёма $d > 1 \text{ мм}$ %	$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$	$C_{\text{опр}}$	CaCO_3	$N_{\text{общ}}$	C/N	Fe_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3
									%	%	%
Разрез 7-ПУ. Перегнойно-криометаморфическая глееватая остаточно-карбонатная почва (Calcaric Stagnosol (Humic, Skeletic))											
O	0–2	—	0	5.58	33.1		2.54	15	—	—	—
H1	2–10	10YR3/1	0	6.30	24.3	<п.о.*	1.71	17	—	—	—
H2	10–20	10YR3/2	5	6.49	16.7		1.20	16	0.70	0.46	1.03
CRHg	20–27	10YR 4/2	5	6.61	2.1		0.16	15	0.43	0.42	1.08
CRM1ca	27–50	10YR 5/6	10	7.61	0.9	5.8	0.05	19	0.29	0.32	1.03
CRM2ca	50–65	10YR 5/4	25	7.97	0.0	20.5	0.04	—	0.23	0.25	0.85
BCca	65–80	10YR 5/4	38	8.04	0.0	20.3	0.04	—	0.32	0.19	0.78
Разрез 6-ПУ. Перегнойно-темногумусовая остаточно-карбонатная (Calcaric Skeletic Leptic Regosol)											
O	0–1	—	64	7.57	16.6	58.6	0.87	22	—	—	—
AH1pir,ca	1–10(15)	10YR 4/3	74	8.04	3.5	67.6	0.32	13	0.22	0.27	0.50
AH2pir,ca	10(15)–25	10YR3/3	66	8.08	7.4	41.8	0.54	16	0.52	0.62	0.80
AH3pir,ca	25–35	10YR 2/1	55	7.98	7.7	36.7	0.62	14	0.60	0.75	0.98
BCca	35–45	10YR 8/1	51	8.32	1.4	86.5	<п.о.	—	—	—	—
Cca	45–55	10YR 7/3	45	8.50	0.0	102.0		—	—	—	—
угли	10–25	10YR 2/1	—	—	37.1	—	0.39	—	—	—	—
угли	25–35	10YR 2/1	—	—	26.7	—	0.50	—	—	—	—
Разрез 5-ПУ. Перегнойно-темногумусовая криометаморфическая остаточно-карбонатная (Calcaric Mollic Leptic Stagnosol (Skeletic))											
O	0–2	—	0	6.90	30.2		1.96	18	—	—	—
AH1pir	2–5	10YR 3/1	0	6.59	11.0	<п.о.	0.98	13	—	—	—
AH2pir	5–15(20)	5YR 2.5/1	2	6.97	7.6		0.69	13	0.67	0.73	1.64
CRM	15(20)–30	10YR 4/3	5	7.40	1.8		0.15	14	0.36	0.49	1.17
CRMca	30–45	10YR 5/3	10	7.73	0.9	5.5	0.13	8	0.32	0.42	1.02
Разрез 1-ПУ. Дерново-криометаморфическая остаточно-карбонатная (Calcaric Skeletic Regosol (Loamic))											
O	0–1	—	0	6.67	17.7	<п.о.	0.94	18	—	—	—
AY1	1–5	10YR 3/3	0	6.99	3.3	4.1	0.24	16	0.39	0.45	1.04
AY2	5–15	10YR 4/3	5	7.33	3.2	7.6	0.23	16	0.40	0.41	1.01
CRM	15–35	10YR 5/4	10	7.72	0.6	5.4	0.07	9	0.25	0.15	0.65
CRMca	35–60	10YR 6/2	15	7.90	0.2	0.9	0.05	6	0.26	0.16	0.66

* Ниже предела обнаружения.

Примечание. Fe_2O_3 и Al_2O_3 – содержание компонентов, извлекаемых вытяжкой Тамма; Fe_2O_3 – Мера–Джексона; прочерк – не определено.

Таблица 2. Некоторые характеристики органического вещества почв

Горизонт	Содержание углерода, % от $C_{опр}$										$C_{ГК}/C_{ФК}$	Тип		
	гуминовые кислоты				фульвокислоты									
	1	2	3	Σ	1	1a	2	3	Σ					
Разрез 7-ПУ. Перегнойно-криометаморфическая глееватая остаточно-карбонатная почва														
O	24.8	3.0	8.8	36.6	3.8	10.2	2.5	7.5	24.0	39.3	1.53	Φ-Г**		
H1	23.3	11.1	14.2	58.6	3.8	10.1	2.5	9.1	25.5	25.9	1.91	Φ-Г		
H2	22.0	15.5	14.4	51.9	4.7	9.6	7.5	7.5	29.3	18.8	1.78	Φ-Г		
Разрез 6-ПУ. Перегнойно-темногумусовая остаточно-карбонатная														
AH2pir	11.5	0	16.7	28.2	14.9	0	11.2	14.7	40.8	39.3	0.60	Г-Ф***		
AH3pir	8.8	0	8.7	17.5	12.6	0	9.4	12.5	34.5	25.9	0.50	Г-Ф		
Разрез 5-ПУ. Перегнойно-темногумусовая криометаморфическая остаточно-карбонатная														
O	14.5	1.4	11.4	27.3	2.9	6.6	2.1	6.5	18.1	54.6	1.51	Φ_Г		
AH1pir	16.8	7.5	9.9	34.2	4.2	7.4	10.2	6.2	28.0	37.7	1.22	Φ-Г		
AH2pir	9.3	13.0	11.1	33.4	4.9	2.6	11.3	7.3	26.1	40.6	1.28	Φ-Г		
Разрез 1-ПУ. Дерново-криометаморфическая остаточно-карбонатная														
O	13.2	3.8	9.2	26.2	3.4	6.0	1.4	7.2	18.0	55.8	1.45	Φ-Г		
AY1	16.1	6.3	9.9	32.3	3.3	8.0	3.1	7.5	21.9	45.9	1.47	Φ-Г		
AY2	8.2	5.3	8.3	21.8	5.4	1.4	8.7	12.4	27.9	50.3	0.78	Г-Ф		

* Негидролизуемый остаток, ** фульватно-гуматный тип, *** гуматно-фульватный тип.

температуры, что выявлено для многих типов почв как в равнинных [4, 13, 20, 40], так и в горных ландшафтах [2, 21, 53]. Характер и степень выраженности криогенной структуры связан, как известно, с разной влажностью материала при промерзании [30, 32, 50]. Предполагаем, что в условиях длительного сезонного оглеения в горизонтах с большим количеством органических остатков над карбонатными плитами формирование специфической микрошлировой структуры не происходит.

В разрезе 6-ПУ наличие в почвенном профиле сильновыветрелой мелкой дресвы и обломков пород (3–10 мм), которые легко разрушаются при надавливании пальцами, свидетельствует об интенсивных процессах их физико-химической дезинтеграции.

Здесь отмечена высокая биогенность и гумусированность материала, проявляющаяся в большом количестве мелких экскрементов почвенной микрофлоры и сгустковости гумуса (рис. 4e). Ниже отмечен рыхлый агрегированный материал с включением обломков карбонатных пород с Fe-глинисто-гумусовыми кутанами разной мощности (рис. 4m–4o). Данный факт дает возможность предполагать формирование горизонта BCsaf.

Наличие кутан-шапочек в горизонтах AH1pir,ca позволяет говорить об их современном проис-

хождении, в то время как включения карбонатных обломков с аналогичными по составу кутанами в спаритовом цементе свидетельствуют об их реликтовом генезисе. Предполагаем, что это является свидетельством их включения в насыщенный карбонатный раствор, который, по-видимому, затем был раскристаллизован при высыхании.

Высокая фрагментированность углистых растительных остатков и биогенная агрегированность сильно разложенных тканей, расположенных между агрегатами с глинистыми тонкими кутанами, выражена в горизонте AH3pir,ca (25–35) (рис. 4f–4j). Эти особенности обусловлены криогенным процессами при промерзании почв и активной деятельностью почвенной микрофлоры в теплые сезоны.

Наличие обломков хлоритизированных пород (рис. 4i) позволяет предположить, что здесь представлен несколько иной литологический карбонатный слой, который в раз. 7-ПУ вскрыт не был или/и имело место привнос аллюхтонного материала.

Одинаковый вид, размер и состояние органического детрита позволяет говорить, что органические остатки так же, как в горизонтах CRH раз. 7-ПУ, подвержены криогенной фрагментации. С другой стороны, здесь отмечена более высокая биогенная переработка, что связано, по-видимому,

Таблица 3. Валовый состав почв, % от прокаленной навески

Горизонт	Глубина	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Cl	SO ₃
	см	%												
Разрез 7-ПУ. Перегнойно-криометаморфическая глееватая остаточно-карбонатная почва														
H2	10–20	67.90	11.54	6.93	6.36	1.48	1.56	0.88	1.21	0.57	0.02	0.02	0.09	1.45
CRHg	20–27	69.43	15.58	6.59	2.03	2.04	1.53	1.29	1.05	0.23	0.01	0.01	0.03	0.18
CRM1ca	27–50	67.57	14.50	6.81	4.06	2.17	1.78	1.85	0.90	0.22	0.01	0.01	0.06	0.04
CRM2ca	50–65	64.71	13.14	6.03	10.04	1.75	1.64	1.54	0.79	0.19	0.01	0.01	0.03	0.12
BCca	65–80	63.88	12.25	6.06	11.37	2.02	2.02	1.16	0.75	0.36	0.01	0.01	0.03	0.08
Разрез 6-ПУ. Перегнойно-темногумусовая остаточно-карбонатная														
AH1pir,ca	1–10(15)	32.98	3.12	4.99	55.00	0.95	1.57	0.50	0.26	0.20	0.06	0.03	0.11	0.24
AH2pir,ca	10(15)–25	44.97	7.46	4.60	38.06	1.25	1.76	0.02	0.52	0.46	0.12	0.02	0.12	0.64
AH3pir,ca	25–35	48.97	8.89	5.15	31.50	1.51	1.49	0.53	0.59	0.50	0.02	0.02	0.10	0.63
BCca	35–45	5.60	0.49	0.36	91.68	0.43	1.00	0.10	0.07	0.04	0.01	0.01	0.19	0.00
Cca	45–55	4.52	0.43	0.46	92.92	0.48	0.86	0.07	0.00	0.02	0.01	0.02	0.18	0.02
Мелкозем*	0–1	5.95	0.53	0.28	92.37	0.32	0.39	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
Порода	0–1	3.23	0.27	0.16	92.72	2.87	0.41	0.11	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Порода	35–45	2.91	0.25	0.18	95.66	0.34	0.64	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Порода	45–55	3.39	0.28	0.21	95.13	0.44	0.48	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.02	0.00
Разрез 5-ПУ. Перегнойно-темногумусовая криометаморфическая остаточно-карбонатная														
AH2pir	5–15(20)	65.89	8.22	15.66	3.12	1.96	1.93	0.67	1.13	0.51	0.24	0.02	0.06	0.59
CRM	15(20)–30	69.26	6.98	15.06	1.77	1.95	1.76	1.51	1.08	0.24	0.16	0.02	0.03	0.18
CRMca	30–45	68.16	6.41	13.87	4.62	2.24	1.93	1.14	0.95	0.30	0.13	0.02	0.02	0.20
Разрез 1-ПУ. Дерново-криометаморфическая остаточно-карбонатная														
AY1	1–5	67.43	7.04	14.31	4.43	2.03	1.92	1.01	1.01	0.36	0.09	0.02	0.02	0.32
AY2	5–15	65.89	6.89	14.88	6.01	2.00	1.81	0.80	0.96	0.35	0.11	0.02	0.01	0.29
CRM	15–35	70.23	6.39	13.38	2.99	1.79	1.78	1.98	1.02	0.21	0.11	0.02	0.02	0.09
CRMca	35–60	67.68	7.34	13.99	3.31	2.16	1.72	2.41	0.89	0.21	0.11	0.02	0.04	0.09

* Дезинтегрированная порода на дневной поверхности до стадии мелкозема ($d < 1$ мм).

с мезоформными условиями почвообразования за счет расположения разреза в автоморфной позиции. Развитие гетерогенных пылевато-глинисто-Fe-гумусовых кутан на обломках карбонатных пород глубже 28 см позволяет предполагать их реликтовый альфегумусовый генезис. На это указывает включение обломков с такими кутанами и Fe-гумусовых микроагрегатов в составе плотного спаритового цемента горизонта Cca (рис. 4m–4q).

В разрезе 5-ПУ поверхностный слой (2–20) так же, как в других разрезах, характеризуется большим количеством и разнообразием по степени разложения растительных остатков. Отмечено

обилие мелких слаборазложенных, ожелезненных, сильноразложенных и обугленных обрывков растительных тканей, которые могут быть как фрагментированными растительными остатками, возникающими за счет криогенеза, так и экскрементами почвенной мезофауны, в том числе червей (рис. 5c, 5d). Наличие большого количества мелких углистых частиц в грубогумусовом горизонте свидетельствует о пожарных событиях (рис. 5e, 5f). Силикатные минералы крупнопылеватой размерности представлены преимущественно кварцем и полевыми шпатами, мелкопесчаные зерна единичны, но на поверхности некоторых видны фрагментарные железисто-глинистые кутаны. Следует

отметить, что агрегаты независимо от размера преимущественно имеют округлые формы, некоторые округлые агрегаты могут быть копролитами червей, которые были обнаружены нами в ходе полевых работ. Ранее на Полярном Урале выявлено присутствие трех видов дождевых червей, характерных для тундровой зоны: *Dendrobaena octaedra*, *Eisenia nordenskioldi*, *Lumbricus rubellus* [24, 51].

В погребенном гумусовом горизонте агрегаты имеют принципиально другую форму — здесь преобладают агрегаты остроугольные, с тенденцией к плитчатости. В составе пылеватых частиц появляются карбонаты (рис. 5e, 5f), которые, вероятно, являются разрушенными мелкими обломками пород. Внутрипесчаный материал этих агрегатов отличается от вышележащих большим содержанием углефицированных остатков и железистой пропиткой.

Микромасса горизонте CRMca (30–45 см) отличается плазменно-пылеватым составом, уплотнением, массивной структурой, низкой пористостью, наличием включений из очень мелких обрывков углистых тканей и относительно крупных Mn–Fe-дendirитов, а также большим количеством железистых нодулей разного размера (рис. 5g, 5h). Встречаются зерна перекристаллизованного кальцита, сильно трещиноватые и с признаками растворения (“дырки” внутри обломков). Указанные микропризнаки позволяют предполагать, что гетерогенность этого горизонта связана с криотурбациями и локальными признаками оглеения.

Микропризнаки растворения карбонатов могут быть результатом воздействия кислых растворов. Несмотря на то, что исследованные почвы характеризуются значениями pH в нейтральном — щелочном диапазоне, точечное подкисление могло быть связано с поступлением в почву низкомолекулярных органических кислот — экссудатов корней, продуктов метаболизма [46, 47]. Кроме того, на поверхности и внутри некоторых обломков кальцита появились глинистые пленочки — сохраненные признаки подвижности глины, возможно, связанные с лесной стадией почвообразования на изучаемой территории [39]. Известно, что на равнинной части Европейского северо-востока в климатический оптимум голоцен леса простирались вплоть до побережья Баренцева моря [1, 36].

Полученные данные по фракционно-групповому составу согласуются с ранее полученными результатами по почвам на карбонатных породах севера средней Сибири. Конюшков [25] связывает не характерные для почв тундры результаты с присутствием карбонатов, которые закрепляют гумусовые вещества, способствуя их консервации и старению. Таким образом, при всем широком разнообразии карбонатных почв, содержание углерода, характер его распределения, а также состав органического вещества почв имеют общие черты в различных

регионах — от тропического пояса до субарктического сектора [49], т.е. влияние климата подавлено литогенной матричностью почвообразования [19, 29]. Таким образом, ионы Ca^{2+} карбонатных пород оказывают стабилизирующее действие на компоненты органического вещества за счет образования устойчивых к биодеструкции темноокрашенных соединений. Тем самым литогенная матрица способствует выведению органического вещества из процессов постоянного обновления, а, следовательно, способствует его консервации и старению.

Следует обратить внимание на ряд особенностей состава органического вещества изучаемых объектов, подтверждающих факт нивелирования роли карбонатных пород в почвообразовательных процессах за счет действия биоклиматического фактора [29]. Отличием изучаемых объектов от почв Средней Сибири является накопление первой фракции гуминовых кислот — 40–70% от суммы фракций ГК против 0–20%. Возможным объяснением являются более суровые условия формирования органического вещества на Полярном Урале — гумидный климат против ультраконтинентального семигумидного-семиаридного. Кроме того, в гумусовых горизонтах разреза 6-ПУ и горизонте АY2 разреза 1-ПУ отмечен гуматно-фульватный тип гумуса (0.5–0.8), в составе органического вещества горизонтов АН1pir,ca и АН2pir,ca разреза 6-ПУ с максимальной карбонатностью (40–70%) полностью отсутствует фракция ГК2. Этот факт свидетельствует о низком содержании ионов кальция, способных к обменным реакциям. Поступлению Ca^{2+} в почвенный раствор способствует растворение карбоната при взаимодействии с кислотами, включая низкомолекулярные органические кислоты, образующиеся в результате функционирования биоты. Очевидно, что на данном участке образование соединений кислой природы в результате деятельности растений ограничено. Данный участок имеет криогенно-пятнистый характер микрорельефа, площадь проективного покрытия растительности не превышает 25%, как было описано ранее, запасы наземной биомассы минимальны — 18 г/м² [48]. Для сравнения на участке, где формируется почва 7-ПУ, соответствующие показатели равны 100% и 1650 г/м² [48].

Второй процесс перевода кальция в раствор — растворение малорастворимого карбоната кальция в воде (произведение растворимости $\text{PR} = 3.8 \times 10^{-9}$):

$$\text{CaCO}_3 \text{ (твердое)} \leftrightarrow \text{CaCO}_3 \text{ (раствор)} \leftrightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \text{ (раствор)} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \text{ (раствор)}.$$

Ландшафтная позиция данного участка (вершина увала) препятствует накоплению почвенной влаги, как в связи с минимальной мощностью снежного покрова, так и за счет поверхностного стока вод в нижележащие элементы рельефа, что также ограничивает “возможности” перехода ионов кальция в растворимое состояние. Вместе с

тем факт отсутствия фракции ГК2 требует дальнейшего изучения.

Этот факт свидетельствует о привносе слоя силикатного аллохтонного материала мощностью до 35 см на карбонатный субстрат в данном разрезе. В разрезах 7-ПУ, 5-ПУ и 1-ПУ сумма SiO_2 и CaO колеблется в диапазоне 70–75% с более значительным превышением первого, что наиболее существенно выражено в разрезе 5-ПУ и в слое 20–50 см разреза 7-ПУ ($\text{SiO}_2/\text{CaO} = 20–40$). Данный факт может быть объяснен геоморфологическим положением в ландшафте – транзитно-аккумулятивный для 5-ПУ и аккумулятивный тип для 7-ПУ и 1-ПУ. Интересно, что в разрезах 1-ПУ и 5-ПУ содержание Al_2O_3 составляет 14–16% и дважды превышает содержание Fe_2O_3 , в то время как в разрезе 7-ПУ соотношение этих двух оксидов – обратное. Распределение оксалато- и дитиониторастворимых форм соединений железа подтверждает наличие переотложенного аллохтонного ледникового материала. Элювиальный характер их накопления в разрезе 6-ПУ – признак альфегумусовой миграции, что выражено в формировании горизонта ВСсаf и в образовании глинисто-Fe-гумусовых кутан на поверхности обломков карбонатных кутан и в их трещинах.

Разрез 7-ПУ имеет максимальную мощность и единичные включения обломков карбонатов с глубины 50 см. В пределах 80-сантиметровой толщи значение $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ увеличивается от поверхности на 2.5 ед. Особенностью данного разреза является и высокое содержание валового железа – 11.5–15.6%, что в 2 раза больше по сравнению с остальными почвами. Вероятно, верхняя толща этой почвы сформирована на переотложенных бескарбонатных супесчано-легкосуглинистых отложениях водно-ледникового генезиса с сопредельного макросклона хребта Большой Пайпудынский. Аллохтонная природа материала проявляется и в значениях pH – наиболее низких среди всех рассмотренных почв [48]. Дополнительно накоплению аллохтонного материала способствует положение почвы в рельфе – мезопонижение в ложбине временного водотока. Большее накопление снега и некоторая обводненность участка в периоды активного снеготаяния определяют застойно-промывной тип водного режима, а более тяжелый (средне-тяжелосуглинистый) гранулометрический состав нижележащий толщи профиля, а также нейтральная реакция почвенных растворов способствуют аккумуляции соединений Fe. Однако данная гипотеза требует дополнительных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для всех изученных почв отмечены общие признаки макро- и микростроения и состава органического вещества поверхностных горизонтов, которые позволяют отнести их к криометаморфическим

горизонтам: а) большое содержание растительных остатков разной степени разложения (преимущественно – средней степени) и ожелезненных, б) высокая биогенная переработанность и криогенная фрагментированность, в) относительная большая мощность гумусовых горизонтов (до 35 см), г) формирование микроплитчатых и округлых агрегатов, генезис которых может быть связан как с криогенной, так и биогенной агрегированностью.

Несмотря на влияние длительного промерзания, для гумусовых горизонтов характерно формирование гумуса мулья. Однако пожары преобразуют органическое вещество, формируя специфические пирогенные гумусово-криометаморфические горизонты, для которых характерен исключительно углефицированный гумус.

Специфика состава органического вещества почв отражает соотношение климатогенного и литогенного факторов. В гумусовых горизонтах почв, формирующихся в транзитно-аккумулятивных и аккумулятивных позициях ($\text{SiO}_2/\text{CaO} = 10–20\%$), выражено накопление фульватно-гуматного гумуса с высокой долей фракций ГК2 и ГК3, что указывает на биоклиматическую подавленность и доминирование роли литогенной основы. Напротив, на вершине увала – зоне выхода на поверхность КП с карбонатностью до 100% и наиболее жестких погодных условий – имеет место нивелирование вклада литогенной матрицы за счет действия биоклиматического фактора, о чем свидетельствует гуматно-фульватный тип органического вещества с полным отсутствием фракции ГК2.

Соотношение аллохтонного и автохтонного материала, залегающего на карбонатных породах (плитах) разного состава в условиях различного геоморфологического расположения разрезов, определяет разную степень проявления криогенеза, гидроморфизма, оглеения. В почвах понижений, расположенных в условиях более длительного обводнения, характерно формирование гумусово-железистых глинистых нодулей и детритов на фоне обезжелезненной почвенной массы и начальных признаков выщелачивания карбонатов, глеевого элювиированная тонкодисперсного вещества. Почвы, сформированные в автоморфных условиях, отличаются микросгустковым органическим веществом, формированием глинисто-Fe-гумусовых кутан на поверхности обломков карбонатных пород и псевдоморфоз по трещинам десквамации в краевых зонах этих пород. Наличие обломков пород с глинисто-гумусовыми кутанами внутри плит с признаками перекристаллизации позволяет говорить о наличие реликтовых признаков педогенеза.

Таким образом, для карбонатных гумусированных длительно промерзающих почв Полярного Урала характерны:

1) фрагментация ожелезненных растительных остатков, криогенное оструктуривание верхних горизонтов, образование линзовидных и плитчатых микроструктур в пирогенных и капроенных горизонтах;

2) формирование редокс-криогенных округлых микроструктур с большим количеством органо-железистых нодулей и выдавливание пылеватых силикатных частиц в межагрегатные поры;

3) криогенная десквамация карбонатных включений и образование по ним глинисто-Fe-гумусовых псевдоморфоз в почвах, сформированных в автоморфных условиях при близком залегании карбонатных пород.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы обращаются к светлой памяти Учителя – д.с.-х.н., проф. Ии Васильевны Забоевой, проводившей исследования почв и почвенного покрова Европейского северо-востока, включая горы Урала.

Авторы выражают искреннюю благодарность проф., д.г.н. Института наук о Земле, Санкт-Петербургского государственного университета Софье Nikolaevne Лесовой за ценные советы, критические замечания и консультации при подготовке рукописи, а также Юрию Васильевичу Жданову за содействие в проведении полевых исследований (г. Лабытнанги).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российской научного фонда, проект № 24-27-00231 “Карбонатные почвенно-мерзлотные геосистемы Полярного Урала: полигенез, эволюция, классификация”.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
2. 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>
3. Ананко Т.В., Конюшков Д.Е. Почвенный покров Севера Средней Сибири на почвенной карте РСФСР (1988) и на листах государственной почвенной карты // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. Вып. 81. С. 45–70.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-101-45-70>
4. Атлас почв Республики Коми / Под ред. Доброльского Г.В. и др. Сыктывкар, 2010. 356 с.
5. Вальков В.Ф., Казеев К.Ш., Колесников С.И., Кутровский М.А. Почвообразование на известняках и мергелях. Ростов-на-Дону, 2007. 198 с.
6. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 270 с.
7. Воробьева Л.А., Климанов А.В., Новикова А.Ф., Конюшкова М.В. Щелочность целинных солонцов Северной Калмыкии (район Аршань-Зельменского стационара РАН) // Почвоведение. 2010. № 2. С. 166–174.
8. Гагарина Э.И. Опыт изучения выветривания обломков карбонатных пород в почве // Почвоведение. 1968. № 9. С. 117–126.
9. Гагарина Э.И. Сравнительная характеристика почвообразования на карбонатных моренах Северо-Запада СССР и Средней Европы // Вестник Ленинградского университета. 1971. № 3. С. 25–38.
10. Гагарина Э.И., Хантулев А.А. О соотношении процессов выщелачивания и оподзоливания в дерново-карбонатных почвах ижорской возвышенности // Вестник Ленинградского ун-та. 1961. № 21. С. 113–120.
11. Гагарина Э.И., Чижикова Н.П. О лессиваже в почвах на карбонатных моренах // Почвоведение. 1984. № 10. С. 5–17.
12. Головлева Ю.А., Аветов Н.А., Брюан А., Кирюшин А.В., Толпешта И.И., Красильников П.В. Генезис таежных слабодифференцированных почв Западной Сибири // Лесоведение. 2017. № 2. С. 83–93.
13. Горячкин С.В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
14. Горячкин С.В., Водяницкий Ю.Н., Конюшков Д.Е., Лесовая С.Н. Мергелева Н.А., Титова А.А. Биоклиматогенные и геогенные проблемы географии почв Северной Евразии // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2008. № 62. С. 48–68.
15. Горячкин С.В., Макеев А.О. Направления таежного почвообразования: спектр мезоморфных почв Европейского Севера // Почвообразование и выветривание в гумидных и семигумидных ландшафтах. М.: Ин-т географии РАН, 1991. С. 8–72.
16. Горячкин С.В., Спиридонова И.А., Седов С.Н., Таргульян В.О. Северотаежные почвы на плотных гипсах: морфология, свойства, генезис // Почвоведение. 2003. № 7. С. 773–785.
17. Государственная почвенная карта России (масштаб 1 : 1000000). Объяснительная записка к

- лиstu Q-41 (Воркута) / Сост. Забоева И.В. и др. Сыктывкар, 2011. 56 с.
18. Градусов Б.П., Урусевская И.С. Особенности глинистого материала дерново-карбонатных и дерново-подзолистых почв западных и восточных районов Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. Сер. 6, биология, почвоведение. 1974. № 6. С. 105–113.
 19. Грачева Р.Г. Проявления климатогенной зональности и литогенной матричности почвообразования в гумидных горных системах. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук М., 1993. 24 с.
 20. Жангурев Е.В., Лебедева М.П., Забоева И.В. Микростроение генетических горизонтов автоморфных таежных почв Тимана // Почвоведение. 2011. № 3. С. 288–299.
 21. Жангурев Е.В., Старцев В.В., Дубровский Ю.А., Дёгтева С.В., Дымов А.А. Морфолого-генетические особенности почв горных лиственничных лесов и редколесий Приполярного Урала // Почвоведение. 2019. № 12. С. 1415–1429. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19120141>
 22. Заварзина А.Г., Данченко Н.Н., Демин В.В., Артемьева З.С., Когут Б.М. Гуминовые вещества – гипотезы и реальность (обзор) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1449–1480. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21120169>
 23. Классификация и диагностика почв России. М.: Почв. Ин-т им. В.В. Докучаева, 2004. 342 с.
 24. Колесникова А.А., Долгин М.М., Акулова Л.И. Дождевые черви (Oligochaeta, lumbricidae) Республики Коми // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Биогеография. 2022. № 1. С. 1–18. <https://doi.org/10.17076/bg1550>
 25. Конюшков Д.Е. О роли карбонатности пород в процессах педогенеза // Тез. докл. II Съезда Докучаевского общества почвоведов. Кн. 2. СПб., 1996. С. 70–71.
 26. Конюшков Д.Е. Почвообразование на карбонатных породах в континентальной субарктике (на примере севера Средней Сибири). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1991. 28 с.
 27. Конюшков Д.Е., Герасимова М.И., Ананко Т.В. Корреляция дерново-карбонатных почв на почвенной карте РСФСР масштаба 1 : 2.5 млн и в системе классификации почв России // Почвоведение. 2019. № 3. С. 276–289. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19030079>
 28. Копосов Г.Ф. О генезисе дерново-карбонатных почв // Почвоведение. 1981. № 4. С. 5–15. <https://doi.org/10.1134/S1064229319030074>
 29. Мартынова Н.А. Реализация литогенной матричности почвообразования в фосфоритоносных ландшафтах горного Прихубсугулья на юге Байкальской рифтовой зоны // Известия Иркутского гос. ун-та. Сер. Биология. Экология. 2017. Т. 22. С. 79–95.
 30. Мажитова Г.Г. Температурные режимы почв в зоне несплошной многолетней мерзлоты Европейского Северо-Востока России // Почвоведение. 2008. № 1. С. 54–67.
 31. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 333 с.
 32. Пастухов А.В. Микроморфологическое строение мерзлотных и длительно сезонно-промерзающих суглинистых почв европейского северо-востока // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4. С. 30–39.
 33. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 34. Рейнтам Л.Ю. Образование и развитиерендзин // Научн. тр. Эстонской с.-х. академии. 1975. № 100. С. 3–29.
 35. Русанова Г.В. Полигенез и эволюция почв Субарктического сектора (на примере Большеземельской тундры). СПб.: Наука, 2009. 165 с.
 36. Русанова Г.В., Шахтарова О.В., Пастухов А.В. Почвы лесных и тундровых ландшафтов Северной лесотундры (бассейны рек Сейда и Хоседа-ю) // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. 2014. № 3. С. 50–61.
 37. Светлова Е.И., Градусов Б.П. Минералогический и химический составы почв южно-таежной подзоны Приуралья // Почвоведение. 1985. № 2. С. 104–113.
 38. Справочник по климату СССР. Вып. 17. Ч. 2. Тюменская и Омская область. Л., 1965. 276 с.
 39. Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.М. Палеогеография и абсолютная хронология голоценаПолярного Урала // Известия АН ЭССР. Химия–геология. 1975. № 2. С. 152–159.
 40. 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.
 41. Хантулев А.А., Гагарина Э.И., Матинян Н.Н., Счастная Л.С. Вопросы генезиса почв Северо-Запада РСФСР (Ленинградская, Псковская, Новгородская области) // Вестник Ленинград. ун-та. 1972. № 9. С. 121–127.
 42. Ходаков В.Г. Снежный покров и современное оледенение Полярного Урала // Исследования ледников и ледниковых районов. 1962. Вып. 2. С. 41–49.
 43. Чевычелов А.П., Коноровский А.К., Зигер Х. О генетической сущности остаточно-карбонатных почв Якутии // Почвоведение. 1990. № 3. С. 5–16.
 44. Чирич М. Особенности образования почв на известняках и основы их классификации // Почвоведение. 1967. № 1. С. 70–78.
 45. Шадрин Л.Ф., Островский Л.Я. О картировании ордовикских толщ на Полярном Урале // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 128. Геология и металлогения ордовикских образований осевой зоны севера Полярного Урала. Тюмень, 1978. С. 21–27.

46. Шамрикова Е.В., Груздев И.В., Пунегов В.В., Хабибуллина Ф.М., Кубик О.С. Водорастворимые низкомолекулярные органические кислоты в автоморфных суглинистых почвах тундры и тайги // Почвоведение. 2013. № 6. С. 691–697.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13060099>
47. Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С., Пунегов В.В., Кызыюрова Е.В., Боброва Ю.И., Зуева О.М. Кислотность органогенных горизонтов арктических почв побережья Баренцева моря // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1325–1335.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17110107>
48. Шамрикова Е.В., Жангуров Е.В., Кубик О.С., Королев М.А. Состав водных вытяжек из растительного материала, почв на карбонатных породах и поверхностных вод в северной части Полярного Урала // Почвоведение. 2021. № 8. С. 911–926.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21080153>
49. Шамрикова 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>
50. Korkina E.A., Lebedeva M.P., Rusakov A.V., Golovleva Iu A. Micromorphological features of cryogenesis in the structure of taiga soils on the West Siberian Plain // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2021. V. 862. P. 012069.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/862/1/012069>
51. Makarova O.L., Kolesnikova A.A. Earthworms (Oligochaeta, Lumbricidae) in the Tundra of Eastern Europe // Biol. Bull. 2019. V. 46. P. 438–449.
<https://doi.org/10.1134/S1062359019050078>
52. Munsell A. Munsell Soil Color Chart. Colmorgan Instruments. 1988. Baltimor. MD.
53. 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>
54. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections // Soil Science Society of America. Madison, 2003. 184 p.
55. World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports 106. Rome: FAO, 2014.

Soils on Carbonate Rocks of the Polar Urals: Genesis, Properties and Classification

E. V. Zhangurov^{1,*}, M. P. Lebedeva², E. V. Shamrikova¹, M. A. Korolev¹, and A. N. Panyukov¹

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

²Dokuchaev Soil Institute, Moscow, 119017 Russia

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

Based on the use of macro- and micromorphological diagnostics, physicochemical analysis, the genesis of poorly studied soils of the mountain-tundra landscapes of the Polar Urals, formed on eluvial-deluvial deposits of carbonate rocks, was clarified. Significant heterogeneity of the soil-forming fine earth was established due to the different ratio of allochthonous and autochthonous material occurring on carbonate rocks. The organic matter of the soils is represented by a combination of several microforms of humus, reflecting both modern (cryogenic, biogenic) and inherited features of previous stages of soil formation. Relict pyrogenesis is diagnosed by the abundance of charred plant tissues in horizons with highly ferruginous and charred organic matter and by the inclusion of carbonaceous crumbs inside the fractured fragments of carbonate rocks. A warmer (Holocene climatic optimum) period of landscape development is diagnosed by signs of dissolution and recrystallization of calcite in rock fragments. Specific relict signs in modern soils are revealed by the inclusion of paleosol fragments in the soil-forming material, represented by rock fragments with clay-humus-ferruginous caps and films incorporated within the carbonate matrix.

Keywords: cryometamorphic horizon, micromorphological analysis, mountain cryolithozone, pyrogenesis, Calcaric Stagnosol (Humic, Skeletic), Calcaric Skeletic Regosol

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 645.01.631

ОЦЕНКА ДИНАМИКИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОДСТИЛОК ГОРОДСКИХ ХВОЙНЫХ НАСАЖДЕНИЙ НА ОСНОВЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ИХ СТРУКТУРНО-ФУНКЦИОНАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ В Г. МОСКВЕ

© 2024 г. О. В. Семенюк^a (<https://orcid.org/0000-0003-0910-6111>),

В. М. Телеснина^{a,*}, Л. Г. Богатырев^a, В. А. Кузнецов^a, А. И. Бенедиктова^a

^aФакультет почвоведения, МГУ им. М. В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: vtelesnina@mail.ru

Поступила в редакцию 07.05.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

Изучены свойства лесных подстилок искусственных насаждений лиственницы европейской в пределах особо охраняемой природной территории “Измайловский парк” г. Москвы. Объектами исследования послужили два участка лиственничных насаждений 100–120 лет на дерново-элювоземах типичных супесчаных на опесчаненных отложениях, подстилаемых мореной (*Leptic Cambisols*). Один из участков являлся контролем, а другой подвергается типичному для парковых территорий антропогенному воздействию в результате рекреации. Предложена группировка показателей структуры и трансформации подстилок, которая позволила оценить поэтапное изменение органического вещества, соответствующее различным временными периодам функционирования подстилок. В сезонной динамике для контрольных насаждений выявлено равномерное уменьшение запасов в течение года, тогда как для нарушенных отмечается наиболее существенное снижение запасов в период ноябрь–июнь. В годичном цикле установлено значительное снижение запасов активной фракции, что свидетельствует об интенсивном биологическом круговороте в исследуемых лиственничниках. Выявлены различия в динамике запасов фракций подстилок. Рекреационная нагрузка в лиственничных насаждениях определяет уменьшение депонирования органического вещества подстилки и оказывает влияние на динамику этого процесса. Установлено значимое уменьшение мощности и запасов подстилок в ходе рекреации в 2 раза, с существенным упрощением строения и изменения типологии подстилок, что особенно ярко выражено на приствольных участках. Показатели структурно-функциональной организации подстилок лиственничников являются информативными критериями, характеризующими особенности биогеохимических циклов органического вещества, и могут быть использованы и в других типах насаждений, как природных, так и в условиях мегаполиса.

Ключевые слова: урбоэкосистемы, наземный детрит, рекреационное воздействие, лиственница, биологический круговорот

DOI: 10.31857/S0032180X24120069, **EDN:** JDHOCH

ВВЕДЕНИЕ

Бореальные леса занимают 13.7 млн км² – 15% всей поверхности суши. В пределах Российской Федерации в подстилках сосредоточено до 145 ГтС, что следует рассматривать как важнейший пул органического вещества [3]. Роль лиственничников на территории Российской Федерации чрезвычайно велика. Так, если общая площадь хвойных насаждений составляет 514741×10^3 га, то на лиственничники приходится почти 50%, что соответствует

36% от всех лесных земель [34]. Это касается запасов углерода, составляющих 1.7 ГтС – почти 30% от всех запасов углерода, сосредоточенного во всех лесных насаждениях нашей страны [34].

В связи со значительными запасами органического вещества, сосредоточенными в различных компонентах экосистем лиственничных насаждений, трудно переоценить роль лиственничников в решении вопросов глобального изменения климата. Одно из ведущих направлений в исследований лиственничников принадлежит установлению

закономерностей поглощения углерода лесными экосистемами [34], в частности, предложено расчитывать соотношение между фактическими и прогнозируемыми запасами углерода в древостое. Признано, что горные леса являются хорошей моделью по изучению влияния климата на процессы разложения [33]. Изучаются углеродные бюджеты подстилки и почвы на основе использования различных моделей [40].

Анализ запасов подстилок различных лиственничников показал, что они варьируют в широких пределах. Высокие запасы подстилки отмечены в лиственничниках центральной Эвенкии. Для кустарничково-зелемошных лиственничников они составляют до 7.5 кг/м² при общих закономерностях увеличения этих показателей с возрастом [25]. При мощном слое сфагновых и зеленых мхов запасы подстилок оцениваются около 5.0 кг/м², тогда как в среднем эти величины составляют около 4.0 кг/м² [25]. Запасы подстилок в лиственничниках Средней Сибири составляют от 2.6 кг/м², это ниже, чем в сосновых насаждениях (3.5 кг/м²) [20]. По данным авторов [6], запасы подстилок лиственничных насаждений оцениваются около 2.5 кг/м², что в 1.5 раза ниже запасов других хвойных пород.

Однако по запасам горизонта L лиственница уступает только сосне, а запасы горизонта F у нее меньше, чем у всех остальных хвойных пород. Запасы горизонта H составляют незначительную часть подстилки и уступают лишь ели и сосне, но больше, чем у кедра [6, 26].

Пространственные особенности распределения запасов подстилок могут быть обусловлены рядом факторов [38], в том числе таких, как степень увлажнения местообитаний и расположением в рельфе. Влияние рельефа проявляется через экспозицию склона: на северных склонах запасы подстилки в лиственничниках несколько выше по сравнению с южными склонами [2], что объясняется снижением скорости разложения наземного детрита. Для лиственничников бассейна Нижней Тунгуски запасы подстилок в зависимости от микрорельефа могут изменяться до 30% [9]. На уровне биогеоценоза неоднородность свойств подстилок детерминирована деревьями-эдификаторами [14, 22].

Изучение особенностей разложения подстилок лиственничников показало, что подстилки этих насаждений характеризуются более высокой скоростью разложения органического вещества по сравнению с подстилками других типов хвойных лесов. Так, в подстилках лиственничников потеря углерода составляет 30%, тогда как в подстилках ельников и сосновых эта величина оценивается в 4 и 9% соответственно [6]. На синтез гумусовых веществ в почве из освободившегося растительного материала в условиях лиственничников приходится

до 25%, тогда как в условиях еловых и бересковых насаждений всего лишь 9–10% в год [26]. Доля новообразованных гумусовых веществ в составе общего органического вещества, участвующего в процессах разложения, в лиственничниках составляет 0.1%, сближаясь в этом отношении с еловыми насаждениями, тогда как в целом эта величина для различных подстилок не превышает 0.8% [7].

Одним из важнейших направлений является изучение динамики запасов подстилки во времени в зависимости от различных факторов. В первую очередь отметим, что запасы подстилки и интенсивность освобождения из нее химических элементов признаны важным критерием оценки устойчивости экосистем [23]. Анализ имеющихся публикаций показывает, что данные по динамике запасов подстилки неоднозначны. Так, для лесных экосистем Приморья установлено, что максимум запасов приходится на период ноябрь–апрель, тогда как начиная с марта до начала осени потери в весе могут достигать 20% за счет минерализации [12]. Результаты исследования в южно-таежных ландшафтах показывают, что несмотря на колебания запасов подстилки в течение вегетационного периода различия за сезон не столь существенны. На этом основании делается вывод, что система органического вещества подстилки стабильна и характеризуется динамическим равновесием [35]. В других работах подчеркивается зависимость запасов подстилки от специфических условий года [10]. При проведении экспериментальных исследований показано, что за год снижение запасов подстилки может составлять от 30 до 50%, в случае лиственничника доля легкоминерализуемой фракции органического вещества без подстилки в суммарном потоке углекислого газа составляет до 65% против 31–40% в случае подстилки и почвы из кедровника и сосновки [26].

Динамика запасов подстилки различна для хвойных и лиственных насаждений. В частности, для южно-таежной зоны удалось установить, что мощность подстилки под хвойными насаждениями с мая по октябрь остается неизменной, а под лиственными увеличивается в сентябре–октябре на 1–3 см [21]. Сравнение пространственной и временной изменчивости для заболоченных березняков показало, что высокая пространственная изменчивость гораздо выше, чем временная [11].

Детальные исследования по биотрансформации лесной подстилки [4, 5] показали, что преобладающими в составе подстилок хвойных экосистем являются подгоризонты ферментации для всех типов лесов. В методическом отношении получены результаты по тесной зависимости между запасами подстилки и сомкнутостью крон, включая утверждение о важности учета парцелярного строения напочвенного покрова [27]. Кроме того, постулируется необходимость учитывать запасы

органического вещества в системе сопряженных подгоризонтов подстилки [36].

В городских условиях лиственница используется в качестве декоративной культуры в линейных, аллейных и групповых посадках. В отличие от еловых и сосновых насаждений, составляющих около 3,5% от породного состава городских насаждений [41], данные по долевому участию лиственницы отсутствуют так же, как результаты исследований по характеристике подстилок городских лиственничников. Однако лиственница может рассматриваться как перспективная порода для озеленения городской среды так как по сравнению с другими хвойными она устойчива к влиянию городской среды, являясь листопадным деревом. Кроме того, лиственница в плане биологического круговорота занимает промежуточное положение между зимнезелеными хвойными породами и лиственными породами. С одной стороны, хвоя имеет принципиально иной биохимический состав, чем листья, с другой – ежегодный прирост ассимиляционных органов в тот же год превращается в опад, как это свойственно лиственным породам. Следовательно, годовая и сезонная динамика показателей подстилок в насаждениях лиственницы должна отличаться как от хвойных, так и от лиственных фитоценозов.

Цель работы – изучение динамики органического вещества подстилок городских хвойных насаждений на примере лиственничников, характеризующихся разной степенью рекреационной нагрузки, с использованием показателей структурно-функциональной организации подстилок.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования расположены на территории природно-исторического парка “Измайлово” г. Москвы и представляют собой ненарушенный и рекреационно нарушенный лиственничники.

Территория Москвы соответствует умеренно-континентальному климату – среднегодовая температура составляет +5,8°C, годовое количество осадков 600–800 мм [18]. Восток и северо-восток Москвы, в том числе Измайловский парк, относятся к окраине Мещерской низменности, на изучаемой территории рельеф носит однородный плоский характер. Измайловский парк расположен на участке, характеризующемся небольшой мощностью четвертичных водно-ледниковых и аллювиальных отложений, под которыми залегают глины [8]. Доступными для корней древесной растительности материнскими породами, в основном, являются моренные отложения, залегающие сплошным слоем и состоящие из грубого суглинка, иногда супесей.

В 18-м квартале парка произрастают искусственные насаждения лиственницы европейской (*Larix decidua* Mill.) возрастом 120 лет с кленовым подростом, формула древостоя 10Л. Высота лиственниц составляет 30–35 м, диаметр ствола от 44 до 70 см. Полнота древостоя – 800–900 деревьев/га. Почвы по классификации 2004 г. [17] соответствуют дерново-элюзовоземам типичным супесчаным на опесченных отложениях, подстилаемым мореной (*Leptic Cambisols* по классификации WRB). Почвы были описаны на обоих изучаемых участках, но профили практически не различаются. Выявлено, что для почвы в целом характерна хорошо развитая подстилка мощностью до 5–7 см, особенно в условиях приствального повышения. Почва сформирована на легких, пылеватых супесчаных отложениях, подстилаемых довольно резко на глубине 90 см красно-буровой тяжелосуглинистой опесченной мореной с включением редкой дресвы. В пределах почвенной части профиля одной из характерных черт является хорошо выраженный гумусово-аккумулятивный горизонт темных тонов, легкосуглинистый, пылеватый, с характерной мелкокомковатой, но непрочной структурой, мощностью до 15 см. Для всего почвенного профиля характерна довольно слабая тенденция к формированию по элювиально-иллювиальному типу. Только в пределах горизонта Е и горизонта ЕВ отмечается слабая оподзоленность, диагностируемая исключительно по легкой осветленности. Никаких других признаков оподзоленности, которые обычно присутствуют в почвах подзолистого типа, например, плитчатости, мелких ортштейнов или железо-марганцевых примазок не отмечено. В иллювиальном горизонте ярких признаков иллювиального процесса не отмечено, за исключением появления более буроватых тонов по сравнению с переходным горизонтом ЕВ.

Выделено два лиственничника, характеризующихся разной степенью нарушения в результате рекреационной нагрузки: лиственничник кислично-зеленчуковый (ненарушенный или контрольный) и лиственничник недотрого-крапивно-зеленчуковый (нарушенный). В результате описания живого напочвенного покрова определили степени дигressии [13]. Лиственничнику кислично-зеленчуковому соответствует 1 стадия дигressии, тогда как лиственничнику недотрого-крапивно-зеленчуковому – 3–4 степень (доля сорно-рудеральных видов – 42%).

В лесном фитоценозе, особенно хвойном, дерево-эдификатор детерминирует внутреннюю пространственную структуру фитоценоза, единицей которого является тессера – совокупности приствального, подкронового и межкронового пространств [16]. Подстилки отбирали по подгоризонтам в соответствии с положением в тессере (ствол–крона–окно) с площади 25 × 25 см, в каждом

фитоценозе было выбрано 10 тессер. Приствольное пространство составляет примерно 50 см от ствола, подкроновое – около 2 м, под окном понимали участок, где проекция кроны на землю отсутствует.

В поле определяли мощность подстилок, в камеральных – запасы и фракционный состав подгоризонта L (хвоя, ветки, шишки, кора, семена, листья, детрит). Под детритом понимали сильно разложенные растительные остатки, происхождение которых сложно определить. В связи со сложностью разделения фракций хвои и детрита данные компоненты разделяли с помощью сит диаметром 3 и 1 мм. В полученной фракции более 3 мм оставался крупный детрит. Фракция 1–3 мм визуализировалась как хвоя, однако в ней незначительно присутствует детрит, отделение которого было затруднено. Фракция меньше 1 мм представлена мелким детритом. Расчет долевого участия каждой фракции и запасов подстилок велся на абсолютно-сухую

навеску ($\text{г}/\text{м}^2$) после высушивания образцов в сушильном шкафу при температуре 105°C. Пересчет на органическое вещество проводили с учетом зольности образцов, которую определяли методом сухого озоления в муфельной печи при 450°C.

Для характеристики динамики подстилок на основе их структурно-функциональной организации предлагается группировка показателей, характеризующих свойства подстилок и их изменения на различных этапах разложения органического вещества в разные промежутки времени (табл. 1). К базовым показателям относятся тип подстилки, общая мощность и запасы подстилок. Это наиболее простые для оценки и измерения показатели, характеризующиеся высокой информативностью. С увеличением запасов подстилок снижается скорость биологического круговорота органического вещества и увеличивается его депонирование.

Таблица 1. Система показателей для оценки структуры и функционирования лесных подстилок

Базовый показатель	Показатель структуры	Показатель циклов функционирования			
		сезонный	годичный	кратковременный	долговременный
Тип подстилки	Система генетических подгоризонтов	Оценка свойств подгоризонта L с сезонной периодичностью: запасы подстилки и ее фракций ($\text{г}/\text{м}^2$) изменение запасов фракций как разница между запасами предыдущего и следующего сроков отбора	Запас ежегодно реализуемого органического вещества подстилок ($\text{г}/\text{м}^2/\text{год}$)	Активная фракция – запас ($\text{г}/\text{м}^2$) и доля (%) от общего запаса подгоризонта L	Отношение мощности нижележащих подгоризонтов к мощности подгоризонта L
Мощность, см	Фракционный состав подгоризонта L, %		Доля ежегодно реализуемого органического вещества от общего запаса подгоризонта L подстилки (%)	Легко разлагаемые компоненты – запас ($\text{г}/\text{м}^2$) и доля (%) от запаса подгоризонта L	Отношение запасов нижележащих подгоризонтов к запасам подгоризонта L
Запасы, $\text{г}/\text{м}^2$				Фракция детрита – запас ($\text{г}/\text{м}^2$) и доля (%) от запаса подгоризонта L Отношение запаса легко разлагаемых компонентов к запасу фракции детрита в подгоризонте L	

Показателями структуры являются система генетических подгоризонтов, количество которых определяет строение и классификационную принадлежность подстилок. Типологию подстилок определяли на основе классификации подстилок Богатырева [1]. Подстилки изучаемых объектов представлены тремя основными типами. Выделяли деструктивные маломощные подстилки, морфологически состоящие из растительных остатков прошлых лет (единственный подгоризонт L), что свидетельствует о высокой скорости переработки органического вещества. При снижении скорости разложения формируются подстилки более сложного строения ферментативные (L–F) и гумифицированные (L–F–H), которые включают в себя соответственно подгоризонт опада (L), ферментативный (F) и гумифицированный (H), различающиеся по степени разложения органического вещества. Последние характеризуются наибольшей мощностью и запасами, что свидетельствует об активном депонировании органического вещества в экосистеме и позволяет оценить интенсивность биологического круговорота зеленых насаждений [31].

К показателям структуры фракционный состав подгоризонта L который представлен свежим опадом, слабо разложенными частями растений (ветками, хвоей, плодами, ветошью, листьями и т.д.) и детритом, и определяется особенностями деревоэдификатора.

Показатели функционирования представлены следующими группами: циклы сезонные, годичные, краткосрочные и долгосрочные, позволяющие оценивать изменение подстилок в различные временные сроки. Для оценки изменения подстилок в сезонном, годичном и краткосрочном циклах функционирования используют показатели подгоризонта L как наиболее динамичного по отношению к нижележащим подгоризонтам подстилки.

В основе изучения сезонного цикла функционирования лежит периодический отбор образцов с любыми временными промежутками, определяемыми задачами исследования. В данном исследовании отбор подстилок проводили в три срока: в ноябре после полного листопада, в июне следующего года и в сентябре перед началом следующего листопада. Оценку поэтапного изменения свойств подстилок проводили путем расчета разницы запасов подстилки, отобранный в предыдущий и следующий за ним срок отбора образцов.

Показателем функционирования в годичном цикле преобразования растительного опада в условиях древесных насаждений является объем ежегодно реализуемого органического вещества (**РОВ**) [31]. Объем ежегодно реализуемого органического вещества в подстилке рассчитывали по разности запасов легкоразлагаемых компонентов [29], представленной суммой листьев и ветоши после

листопада и в период минимальных значений запасов в годовом цикле. Долю РОВ рассчитывали от запасов подгоризонта L после листопада. Для удобства оценки трансформации органического вещества в годовом цикле введено понятие “реализация подстилок”. Период реализации подстилки (или каких-либо их компонентов) – временной период, в настоящем случае 1 год, в течение которого оценивается уменьшение запасов. Таким образом, величина реализации измеряется путем вычисления разности запасов фракций (ЛРК, активной фракции), определенных в летний и осенний периоды, и измеряется в $\text{г}/(\text{м}^2 \text{ год})$.

Согласно Карпачевскому [15], выделяли активную и пассивную фракции подгоризонта L. Активная фракция включает листья и хвою, которые преобразуются в процессе деструкции относительно быстро, а пассивная фракция состоит из долго разлагаемых веток, шишек, коры и т.д.

Используются также характеристики таких фракций, как легкоразлагаемые компоненты (ЛРК), в данном случае представленные только листьями клена из подлеска, и детрит. Запас и доля легкоразлагаемых компонентов – это наиболее доступная для разложения часть подстилок, которая в первую очередь вовлекается в биологический круговорот. Фракция детрита представлена мелкими по размеру остатками, морфологическую принадлежность которых определить не представляется возможным. Наличие детрита свидетельствует о неполном разложении органического вещества подстилок. Увеличение его запасов и доли связано со снижением скорости биологического круговорота в экосистеме. Соотношение запасов ЛРК и детрита отражает активность и глубину разложения ежегодно поступающего опада. Оценку краткосрочного цикла функционирования проводили на данных, полученных в июньский срок отбора подстилок.

Оценка долговременного цикла функционирования основана на свойствах, которые характеризуют весь профиль подстилок. Мощность (запасы) суммы подгоризонтов F и H относят к мощности (запасам) подгоризонта L, представленного преимущественно опадом текущего года и являющего собой 0-момент начала преобразования подстилок. Чем больше значение данного показателя, тем большее активность депонирования органического вещества в нижележащих подгоризонтах. Мощность и запасы подстилок (общие и по подгоризонтам) определяли в июне, поскольку этот месяц соответствует наиболее стабильным условиям для изменения подстилок по причине отсутствия листопада.

Полученные результаты исследования подстилок лиственничников рассматриваются на основе блоков, представленных в вышеприведенной табл. 1.

Статистическую обработку полученных данных и расчет основных показателей описательной статистики проводили с помощью программы Statistica. В качестве одного из методов использовали метод главных компонент. Его результаты послужили основой для выделения наиболее важных факторов, которые объясняют наибольшую долю изменчивости характеристик подстилок на нарушенных и ненарушенных участках в разные периоды опробования. Для описания статистической зависимости между различными характеристиками фракционного состава подстилки использовали непараметрический коэффициент корреляции Спирмена, который устойчив к наличию нетипичных значений и не требует, чтобы данные имели нормальное распределение.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Базовые показатели и структура подстилок. В исследованных насаждениях встречаются деструктивный, ферментативный и гумифицированный типы подстилок в зависимости от положения в тессере. Для некоторых подстилок был выделен промежуточный подгоризонт FH – ферментативно-гумифицированный, в котором присутствовали признаки сразу двух подгоризонтов.

Лиственница как дерево-эдификатор определяет пространственную неоднородность распределения подстилок в пределах тессер. В приствольных пространствах контрольного лиственничника преобладают гумифицированные подстилки (табл. 2), тогда как в приствольных пространствах нарушенного – ферментативные. Эта закономерность выявлена и для подкроновых пространств, занимающих наибольшую долю территории парка. В окнах нарушенного лиственничника все подстилки представлены деструктивным типом. Это свидетельствует о снижении депонирования органического вещества в подстилках под влиянием рекреационной нагрузки.

При сравнении результатов по ненарушенным и рекреационным ельникам Битцевского парка г. Москвы [33] отмечено упрощение строения подстилок во всех элементах тессер.

Мощность подстилок значительно уменьшается в ходе рекреации (рис. 1), что особенно выражено для приствольных пространств. Следует отметить, что рекреационное воздействие существенно нивелирует различия мощности подстилок между приствольными пространствами и остальными компонентами тессеры. Снижение мощности подстилок происходит за счет исчезновения гумифицированного и существенного уменьшения ферментативного подгоризонтов.

То же можно сказать о запасах органического вещества подстилок (рис. 2) – изменение в результате рекреационного воздействия носит не такой отчетливый характер, как изменение мощности, однако прослеживается как тенденция. При этом запасы органического вещества подстилок разных компонентов тессер в результате рекреации стали еще ближе друг другу, чем показатели мощности – в приствольных повышениях, под кронами и в окнах запасы практически одинаковы. Запасы органического вещества горизонтов L в подстилках нарушенного насаждения выше, чем в контроле, в то время как запасы органического вещества подгоризонта F, напротив, существенно ниже. Таким образом, снижение мощности и запасов органического вещества подстилок в результате рекреационного воздействия происходит, главным образом, за счет упрощения их строения в результате ускорения минерализации под влиянием рекреационного нарушения. Похожие закономерности обнаружены ранее по общим запасам подстилок [32], однако при учете только органического вещества различия носят более отчетливый характер.

Анализ фракционного состава подгоризонта L подстилок показал, что доминирует (до 50%) пассивная фракция. К особенностям фракционного состава можно отнести высокое долевое участие дегрита, особенно в нарушенном лиственничнике (до 30%) против доли дегрита, например, в подстилках еловых насаждений (5–14%) [30]. Доля хвои также значительна – 10–20% в контроле и до 30% на нарушенных участках.

Исследования показали, что влияние эдификатора проявляется не только в распределении в пространстве типов и запасов подстилок, но и

Таблица 2. Распределение подстилок лиственничников в пределах тессер, %

Тип подстилки	Контрольный лиственничник			Нарушенный лиственничник		
	ствол	крона	окно	ствол	крона	окно
Деструктивные	0	0	20	20	0	50
Ферментативные (и ферментативно-гумифицированные)	20	20	40	60	100	50
Гумифицированные	80	80	40	20	0	0

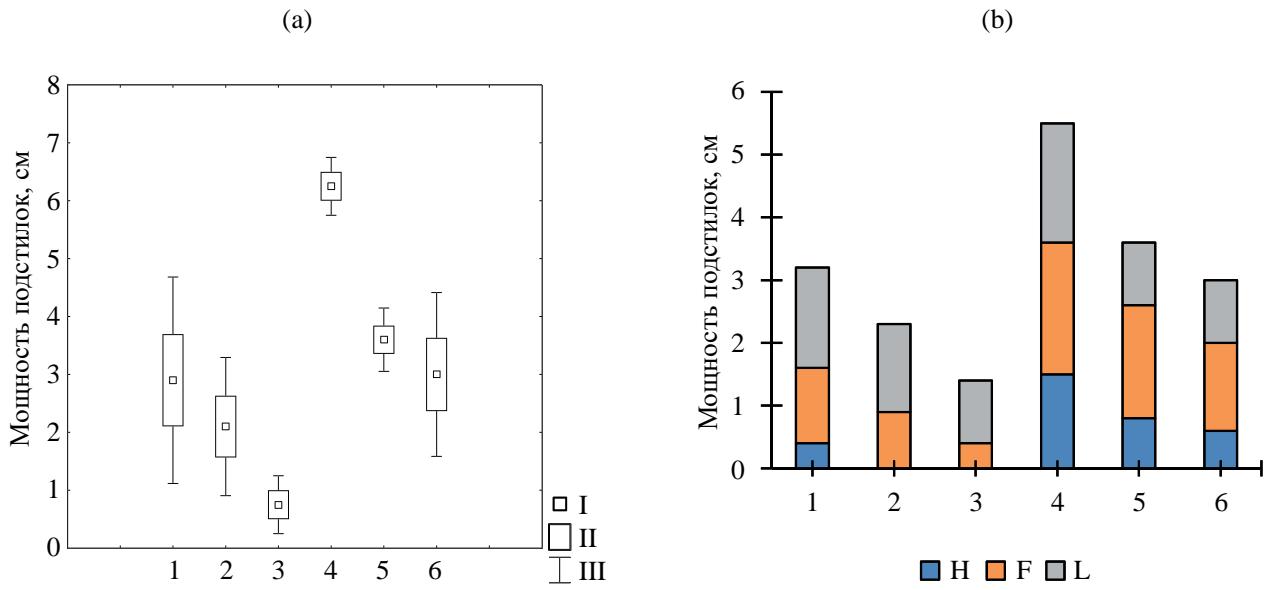


Рис. 1. Мощность подстилок, июнь. (а) – общая, (б) – по подгоризонтам. Нарушенный лиственничник: 1 – ствол, 2 – крона, 3 – окно. Контрольный лиственничник: 4 – ствол, 5 – крона, 6 – окно. I – среднее, II – стандартная ошибка, III – стандартное отклонение

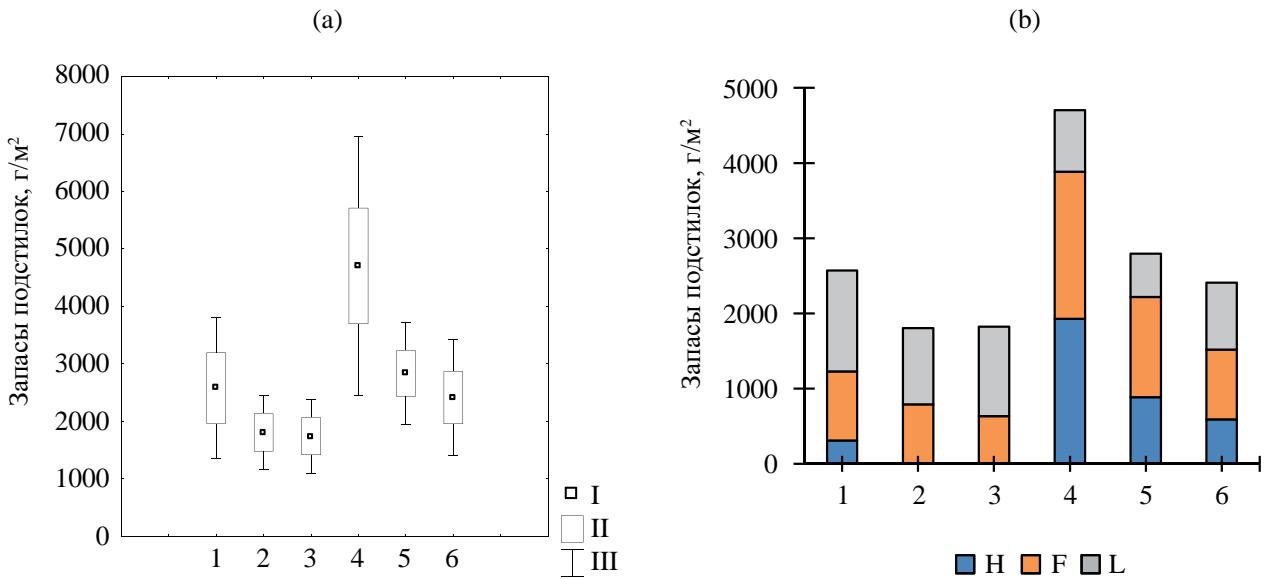


Рис. 2. Запасы органического вещества подстилок, июнь. (а) – общая, (б) – по подгоризонтам. Нарушенный лиственничник: 1 – ствол, 2 – крона, 3 – окно. Контрольный лиственничник: 4 – ствол, 5 – крона, 6 – окно. I – среднее, II – стандартная ошибка, III – стандартное отклонение.

фракционного состава подгоризонта L. Это прежде всего сказывается на фракциях хвои и коры.

Сезонный цикл изменения подстилок. Изучение сезонного цикла изменения свойств подгоризонта L подстилок в три срока (ноябрь, июнь, сентябрь) не установило ожидаемого снижения общих запасов от послелистопадного периода к

концу вегетации следующего года. Разброс величины запасов подгоризонта L составляет от 400 до 1680 г/м² (табл. 4). Сказывается высокая пространственная неоднородность свойств подстилок, и, прежде всего, пассивной фракции, где доминирует тяжелая фракция веток, падение которых на поверхность подстилки носит весьма хаотичный

Таблица 3. Некоторые характеристики подгоризонта L подстилок лиственничных насаждений (июнь), $n = 5$

Элемент тессеры	Легкоразлагаемые компоненты		Активная фракция		Детрит		Отношение запасов ЛРК к суммарным запасам детрита	Отношение запасов активной фракции к суммарным запасам детрита
	запасы, г/м ²	доля, %	запасы, г/м ²	доля, %	запасы, г/м ²	доля, %		
Контрольный лиственничник								
Ствол	32 ± 23*	4.0	169 ± 51	21.1	235 ± 178	29.3	0.13	0.7
Кrona	19 ± 12	3.4	106 ± 25	18.6	81 ± 49	14.2	0.24	1.3
Окно	43 ± 46	5.0	130 ± 44	15.1	120 ± 81	13.8	0.35	1.1
Нарушенный лиственничник								
Ствол	26 ± 26	1.8	263 ± 82	21.8	370 ± 150	27.7	0.1	0.7
Кrona	37 ± 41	3.3	281 ± 89	30.1	301 ± 180	31.9	0.1	0.9
Окно	46 ± 57	3.6	377 ± 117	32.9	361 ± 215	30.5	0.1	1.0

* Среднее ± стандартная ошибка.

Таблица 4. Динамика запасов органического вещества некоторых фракций подгоризонта L в течение года, г/м²

Время	Компонент тессеры	Листья	Хвоя	Крупный детрит	Мелкий детрит	Пассивная фракция	Общий запас L
Контрольный лиственничник							
Ноябрь	Ствол	19 ± 9*	182 ± 22	97 ± 72	10 ± 5	324 ± 123	631 ± 143
	Кrona	79 ± 43	101 ± 31	40 ± 25	4 ± 4	184 ± 168	408 ± 148
	Окно	75 ± 22	128 ± 46	51 ± 27	6 ± 4	146 ± 67	405 ± 114
Июнь	Ствол	32 ± 23	137 ± 56	182 ± 133	53 ± 54	416 ± 416	801 ± 511
	Кrona	19 ± 12	87 ± 39	66 ± 35	15 ± 14	396 ± 324	569 ± 324
	Окно	43 ± 46	89 ± 22	104 ± 75	15 ± 11	639 ± 914	863 ± 997
Сентябрь	Ствол	24 ± 25	89 ± 29	120 ± 53	6 ± 3	437 ± 205	633 ± 200
	Кrona	33 ± 29	56 ± 30	64 ± 39	10 ± 11	266 ± 101	421 ± 161
	Окно	25 ± 15	70 ± 39	85 ± 46	13 ± 14	308 ± 141	492 ± 219
Нарушенный лиственничник							
Ноябрь	Ствол	31 ± 25	354 ± 150	53 ± 27	13 ± 16	494 ± 607	1016 ± 382
	Кrona	106 ± 784	450 ± 226	31 ± 30	8 ± 10	478 ± 766	1012 ± 771
	Окно	99 ± 84	269 ± 145	35 ± 39	9 ± 10	216 ± 219	670 ± 835
Июнь	Ствол	26 ± 26	238 ± 82	299 ± 121	75 ± 71	563 ± 428	1201 ± 796
	Кrona	37 ± 40	251 ± 101	250 ± 151	55 ± 45	341 ± 372	934 ± 801
	Окно	47 ± 46	330 ± 120	301 ± 200	58 ± 62	410 ± 346	1146 ± 863
Сентябрь	Ствол	8 ± 6	228 ± 142	353 ± 189	46 ± 51	481 ± 299	1087 ± 569
	Кrona	11 ± 6	352 ± 214	468 ± 229	108 ± 94	736 ± 422	1680 ± 840
	Окно	11 ± 7	185 ± 132	283 ± 218	53 ± 57	647 ± 363	1172 ± 747

* Среднее ± стандартная ошибка.

характер. По-видимому, именно в июне наблюдается повышенный запас компонентов пассивной фракции в подгоризонте L, поскольку основной отпад веток происходит зимой из-за воздействия снега. Корреляционный анализ показал тесную связь общих запасов подгоризонта L и пассивной фракции ($R = 0.8-0.9$).

Для контрольного участка отмечается уменьшение запасов фракции хвои и увеличение запасов крупного детрита почти в 2 раза по выбранным срокам изучения от ноября к сентябрю следующего года. Аналогичная направленность изменения свойств подстилки проявляется и для нарушенного лиственничника, где увеличение запасов крупного детрита отмечается до 5 раз. Коэффициент корреляции Спирмена между фракциями хвои и крупного детрита составил ($R = 0.9$). Для динамики фракции листьев установлена та же тенденция. Достоверные различия между сроками наблюдений отмечались редко, например, в пристольном пространстве в

подстилках контроля для фракции хвои, а на нарушенном участке для крупного детрита. Динамику свойств подстилки можно охарактеризовать через поэтапное изменение запасов фракций подгоризонта L за периоды наблюдений. Особую информативность приобретают такие фракции, как листья, хвоя, крупный и мелкий детрит. В табл. 5 представлены данные, отражающие направленность динамики органического вещества подстилок.

В контроле в период с ноября по июнь в подгоризонте L снижаются запасы фракции листьев и хвои при увеличении запасов детрита, формирование которого, по-видимому, в значительной мере определяется разложением активной фракции. С июня по сентябрь отмечается снижение запасов почти всех фракций, что свидетельствует об активной фазе трансформации органического вещества включая относительно труднодоступные для микроорганизмов фракции детрита как крупного, так и мелкого. Разложение детрита продолжается с

Таблица 5. Изменение запасов фракций подгоризонта L в разные периоды года, г/м²

Компонент тессеры	Фракция	Контроль			Нарушенный		
		ноябрь–июнь	июнь–сентябрь	сентябрь–ноябрь	ноябрь–июнь	июнь–сентябрь	сентябрь–ноябрь
Ствол	Листья	+13	-8	-6	-5	-18	+23
	Хвоя	-45	-48	+93	-115	+101	+126
	Крупный детрит	+85	-63	-23	+246	+54	-301
	Мелкий детрит	+43	-47	+3	+62	-30	-33
	Пассивная фракция	+92	+21	-113	+69	-82	+13
Крона	Листья	-59	+13	+46	-69	-27	+95
	Хвоя	-14	-31	+45	-199	+109	+98
	Крупный детрит	+26	-1	-24	+220	+217	-437
	Мелкий детрит	+11	-5	-6	+47	+53	-100
	Пассивная фракция	+212	-130	-82	-137	+395	-258
Окно	Листья	-32	-18	+50	-52	-35	+88
	Хвоя	-39	-18	+57	+61	-145	+84
	Крупный детрит	+54	-120	-34	+266	-17	-248
	Мелкий детрит	+10	-2	-8	+49	-6	-44
	Пассивная фракция	+4933	-331	-162	+195	+237	-432

сентября по ноябрь. В этот период начинается опад хвои, что сказывается на увеличении ее запасов.

В подстилках нарушенного участка в период с ноября по июнь, как и на контроле, в подгоризонте L снижаются запасы активной фракции при увеличении запасов дегрита. В летний период уменьшаются запасы фракции листьев, однако изменения других свойств подстилки различаются в зависимости от принадлежности к зонам тессер. В зоне ствола и кроны отмечается активное поступление хвои, что может быть связано с ослабленным состоянием древостоя в условиях рекреации. Увеличение запасов хвои с ноября по сентябрь создает значительный пул активно разлагающихся фракций, которые являются основой для формирования крупного дегрита, прибавка которого в этот период составляет более 200 г/м², возможно, в том числе в результате вытаптывания. Изменение свойств подстилки в осенний период сентябрь–ноябрь отражает дальнейшее поступление опада в виде листьев и хвои на фоне резкого снижения запасов дегрита. Полевые исследования показали, что нарушенный участок характеризуется малым проективным покрытием живого напочвенного покрова. И в условиях недостаточного количества осадков в летний период наблюдений, наиболее благоприятные условия для жизнедеятельности организмов создаются осенью.

Установлено, что запасы органического вещества разных фракций подгоризонта L в нарушенном и контрольном лиственничнике не одинаковы в разные сезоны. Поскольку листья, хвоя лиственницы и другие фракции поступают на поверхность почвы и разлагаются с разной скоростью, то и их динамика в течение года, а также в разных элементах тессер отличается, что соответствует литературным данным [34].

Годичный цикл функционирования подстилок. Оценку результирующей динамики свойств подгоризонта L подстилки в годовом цикле проводили с использованием таких показателей, как ежегодно реализуемое органическое вещество и изменение запасов активной фракции (табл. 6).

В подстилках контрольного участка снижение запасов ЛРК, представленных листьями, и

активной фракции, включающей как листья, так и хвою, оценивается величинами одного порядка от 30 до 70 г/м². Как и следовало ожидать, доля реализации ЛРК значительно выше – 60–70% против 20–40% для активной фракции, что определяется биохимическим составом фракции листьев, легко доступных для утилизации микроорганизмами. Такая же тенденция наблюдается и для доли ЛРК и активной фракции подстилки нарушенного лиственничника. В условиях рекреации для активной фракции по сравнению с фракцией ЛРК отмечается более существенное (в 4–10 раз) уменьшение запасов, что в значительной мере определяется повышенными запасами хвои на нарушенном участке. Однако близкие значения доли реализуемого органического вещества свидетельствуют о некотором сходстве и постоянстве скорости разложения органического вещества на контроле и нарушенном варианте.

Кратковременный цикл функционирования подстилок. Для характеристики активности разложения органического вещества подстилок использовали оценку потенциала относительно быстро разлагающихся компонентов и дегрита как продукта их неполного разложения. Легкоразлагаемые компоненты (листья) составляют очень низкую долю в составе подстилок (2–4%), поэтому соотношение их запасов к запасам дегрита мало показательно. Однако доля активной фракции, куда включается хвоя, весьма значительна – 0–30%. Необходимо отметить, что в отличие от хвои еловых насаждений хвоя лиственницы разлагается достаточно активно [7, 24], что свидетельствует о ее важной роли в оценке потенциала быстроразлагающихся органических веществ в подстилках лиственничных насаждений. Запасы хвои в подгоризонте L значимо выше во всех элементах тессер рекреационного лиственничника, причем эти различия превышают различия внутри биогеоценозов по элементам тессер.

Что касается суммарного запаса органического вещества дегрита, он значимо повышается в межкроновых и подкроновых пространствах нарушенного лиственничника по сравнению с контрольным. Возможно, именно вытаптывание в

Таблица 6. Ежегодно реализуемое органическое вещество (ЕРОВ) и изменение запасов активной фракции в годичном цикле. + увеличение, – потеря

Зона тессеры	Контроль				Наруженный			
	ЕРОВ		активная фракция		ЕРОВ		активная фракция	
	г/м ²	%						
Ствол	+13	–	–32	16	–5	84	–121	31
Крона	–59	75	–74	41	–69	65	–268	48
Окно	–32	57	–74	36	–52	54	+12	–

процессе рекреации вызывает измельчение фракций подгоризонта L до состояния детрита [19], что подтверждается повышенным пространственным варьированием этого показателя во всех элементах тессеры нарушенного лиственничника.

Необходимо отметить, что в данном случае такие показатели биологического круговорота, как запас и доля детрита не имеют четкой связи со скоростью разложения органического вещества, определяемого природными процессами, как это было выявлено для естественных насаждений, в том числе хвойных [30]. Однако нужно признать воздействие антропогенного механического измельчения в качестве фактора, ускоряющего биологический круговорот органического вещества в условиях рекреации.

Что касается такого показателя, как соотношение запасов активной фракции и детрита, то его величина составляет около 1, что отражает баланс между поступлением наиболее доступных для разложения компонентов и депонированием продуктов неполного разложения в виде детрита. Существенных различий по данному показателю между контрольным и нарушенным лиственничником не наблюдается.

Долговременный цикл функционирования лесных подстилок определяет такие показатели, как отношение суммы мощностей нижележащих горизонтов к мощности подгоризонта L, а также отношение запасов суммы нижележащих горизонтов к запасам подгоризонта L. Данные соотношения указывают на соотношение накопления и деструкции органического вещества. Таким образом, для контрольного лиственничника отношение суммы мощностей F и H к мощности L составляет 1.9, 2.6 и 2.0 для пристволовых пространств, крон и окон соответственно. То, что показатели больше 1, указывает на существенное преобладание процессов накопления над процессами разложения, что типично для естественных и искусственных хвойных насаждений [28; 30].

Для нарушенного лиственничника соотношения мощностей составляют соответственно 0.9, 0.6 и 0.5 – это говорит о снижении депонирования органического вещества подстилками в долговременном цикле, а также о некотором нивелировании строения подстилок в разных компонентах тессер в результате вытаптыивания.

Сходные результаты получены и для соотношений запасов подгоризонтов, несмотря на то, что именно в условиях рекреации запасы не всегда соответствуют степени накопления органического вещества, в связи с несколько завышенными значениями запасов подгоризонтов подстилки из-за дополнительного приноса минеральных частиц [32]. Отношение суммы запасов подгоризонтов F и H к запасам подгоризонта L в пристволовом, подкronовом и межкronовом пространстве контрольного участка составляет соответственно

6.0, 5.0 и 2.2, тогда как в аналогичных компонентах нарушенного участка – 1.1, 1.1 и 0.6. Таким образом, полученные результаты еще раз подтверждают снижение накопления органического вещества наземным детритом при рекреационном воздействии, что происходит главным образом за счет упрощения строения лесных подстилок.

Методом главных компонент проведен анализ долевого участия различных фракций подстилки, характеризующих ее состояние на ненарушенных и нарушенных участках в периоды до и после листвопада: фракции листьев, хвои, детрита и пассивной фракции (шишки, кора, ветки, плоды). Анализ проведен отдельно для разных компонентов тессер – пристволовых пространств, подкronовых пространств и окон.

Из табл. 7 видно, что первая компонента (фактор 1) наиболее сильно коррелирует с запасами детрита, а также хвои в подгоризонте L, причем для всех компонентов тессеры – именно эти показатели, таким образом, вносят наибольший вклад в различие фракционного состава подгоризонта L для изученных подстилок. Вторая компонента коррелирует с таким показателем, как запасы фракции листьев в подгоризонте L.

На проекции точек отбора на факторную плоскость (рис. 3) отображается четкое разделение на подстилки нарушенного и контрольного листвен-

Таблица 7. Результаты анализа данных методом главных компонент. Факторные координаты переменных на основе корреляций

Фракция	Фактор 1	Фактор 2
Приствольные пространства		
Листья	0.100588	-0.814472
Хвоя	0.956829	-0.116304
Пассивная фракция	0.349567	0.676730
Детрит	0.976771	-0.044385
Подкronовые пространства		
Листья	0.164810	-0.945711
Хвоя	0.940220	-0.213011
Пассивная фракция	0.596827	0.746655
Детрит	0.979450	-0.091357
Межкronовые пространства		
Листья	0.094669	-0.956139
Хвоя	0.926818	-0.281436
Пассивная фракция	0.639629	0.711619
Детрит	0.981596	-0.105762

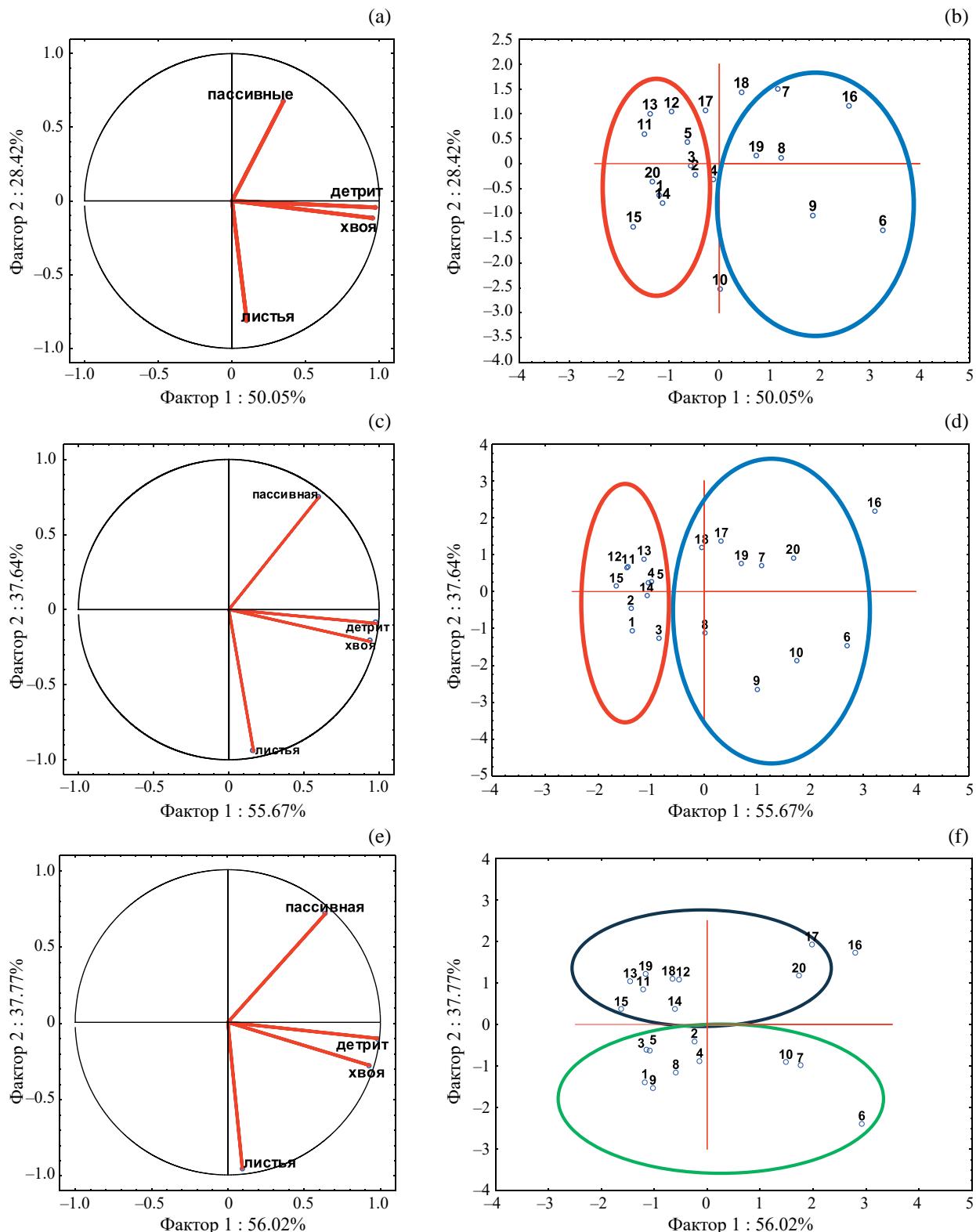


Рис. 3. Проекция выбранных переменных на плоскость двух главных компонент (а) – приствольные пространства, (с) – подкроновые пространства, (е) – окна. Проекция наблюдений (точек отбора) на факторную плоскость. (б) – приствольные пространства, (д) – подкроновые пространства, (ф) – окна. 1–5 – контрольный лиственничник, время отбора – ноябрь. 6–10 – нарушенный лиственничник, время отбора – ноябрь. 11–15 – контрольный лиственничник, время отбора – сентябрь. 16–20 – нарушенный лиственничник, время отбора – сентябрь. Красным выделены точки отбора на контролльном участке, синим – на нарушенном, зеленым – в ноябре, черным – в сентябре.

ничника применительно к приствольным и подкроновым пространствам, особенно к последним. Для межкronовых пространств ось, соответствующая фактору 2 (в данном случае это запас фракции листьев), делит точки отбора на две группы: отобранные в сентябре и ноябре, при этом четкого разделения на нарушенные и контрольные участки не наблюдается. Таким образом, различия между контролем и рекреационным лиственничником применительно к фракционному составу подгоризонта L обусловлены запасами хвои и детрита, тогда как сезонные различия – запасом фракции листьев.

В рамках изучения общего процесса деструкции весь пул органического вещества подстилок может быть разделен на ближайший резерв – активная фракция (хвоя и листья), потенциальный резерв – пассивная фракция и промежуточный резерв – фракция детрита, накапливающая в течение неопределенного времени материал, уже вовлеченный в процессы активной деструкции. Показатели, характеризующие структурно-функциональную организацию подстилок, информативны для оценки динамики органического вещества подстилок, биологического круговорота и антропогенного рекреационного воздействия в городских древесных насаждениях. В течение года в рекреационном лиственничнике по сравнению с контролем реализуемые запасы активной фракции в 4 раза больше. Однако доля реализуемого органического вещества по отношению к его запасам практически одинакова для исследуемых лиственничников и достаточно велика (до 70%), что свидетельствует о высокой скорости биологического круговорота в годовом цикле и сходстве интенсивности разложения органического вещества. Результаты анализа показателей долговременного цикла функционирования указывают на повышенную интенсивность биологического круговорота в рекреационных насаждениях.

Для изученных лиственничников за зимне-весенний период отмечается снижение запасов хвои и увеличение запасов детрита, а в осенний срок наблюдается обратная тенденция, что подтверждается установленной корреляционной связью между запасами этих фракций. В летний период динамика свойств подстилки контрольного и нарушенного участков различается. На контрольном участке отмечается снижение запасов всех фракций. На нарушенном участке в приствольных и подкроновых зонах установлено значительное повышение запасов хвои, а также фракции детрита, как результат механического размельчения. Скорость преобразования органического вещества подстилок увеличивается, что сказывается на интенсивности биологического круговорота в условиях рекреации. Результаты исследования показали, что характер и интенсивность изменения свойств подстилок могут существенно различаться и в значительной

мере определяются сроками циклов функционирования подстилок. Предложенная система показателей структурно-функциональной организации подстилок может быть использована независимо от типа леса и особенностей типологии подстилок в целях изучения закономерностей их генезиса и эволюции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В городских лиственничных насаждениях встречаются три типа подстилок: гумифицированная, ферментативная, деструктивная. Пространственное распределение типов подстилок, а также их мощности и запаса детерминировано деревом-эдификатором – в пределах тессер мощность различается в 2–3 раза, запасы – в 1.5–2 раз. Рекреационная нагрузка ведет к упрощению строения подстилок, а также нивелированию различий мощности и запасов в разных компонентах тессер. Сезонная динамика запасов отдельных фракций подгоризонта L в течение года, а также различия этих показателей в системе ствол–крона–окно выражены в меньшей степени, нежели различия каждого показателя между контрольным и рекреационным лиственничником. Для подстилок изученных насаждений установлена идентичность закономерностей краткосрочной и годовой динамики. Различия между контролем и нарушенным участком проявляются в сезонном и долгосрочном функционировании и свидетельствуют о повышенной скорости биологического круговорота в нарушенном лиственничнике. Антропогенное рекреационное воздействие приводит к увеличению пространственной и временной изменчивости свойств подстилок, а также повышению запасов фракции хвои и детрита в подгоризонте L, что может быть связано соответственно с более активным опадом хвои ослабленных в условиях рекреации деревьев и ее механическим дроблением до фракции детрита. Механическое измельчение активной фракции выступает в качестве антропогенного фактора, ускоряющего биологический круговорот органического вещества. Анализ полученных данных методом главных компонент показал, что ведущим показателем, связанным с антропогенным воздействием, является запас хвои лиственницы и детрита в подгоризонте L подстилки (проявляется в большей степени для приствольных и подкроновых пространств), а с сезонной динамикой – запас фракции листьев (проявляется для межкronовых пространств). Перечисленные фракции характеризуются выраженными индикационными свойствами, которые определяются высокой чувствительностью к изменению условий функционирования. Полученные результаты могут быть полезны для инвентаризации степени нарушения подстилок и соответственно почвы в городских насаждениях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 121040800321-4 “Индикаторы трансформации биогеохимических циклов биогенных элементов в природных и антропогенных экосистемах”), а также в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатырев Л.Г. О классификации лесных подстилок // Почвоведение. 1990. № 3. С. 118–127.
2. Богданов В.В., Прокушин С.Г. Влияние экспозиции склонов на послепожарную трансформацию органического вещества в лиственничниках криолитозоны Средней Сибири // Вестник КрасГАУ. 2015. № 5. С. 3-7.
3. Брянин С.В., Абрамова Е.Р. Опад фитомассы в постприогенных лиственничниках Зейского заповедника (верхнее Приамурье) // Сибирский лесной журнал. 2017. № 2. С. 93–101.
4. Ведрова Э.Ф. Трансформация растительных остатков в 25-летних культурах основных лесообразующих пород Сибири // Лесоведение. 1995. № 4. С. 13–21.
5. Ведрова Э.Ф. Разложение органического вещества лесных подстилок // Почвоведение. 1997. № 2. С. 216–223.
6. Ведрова Э.Ф., Решетникова Т.В. Масса подстилки и интенсивность ее разложения в 40-летних культурах основных лесообразующих пород Сибири // Лесоведение. 2014. № 1. С. 42–50.
7. Ведрова Э.Ф., Мухортова Л.В., Метелева М.К. Трансформация органического вещества подстилки в лесных культурах // Лесоведение. 2018. № 1. С. 24–36.
8. Волков С.Н., Коршунов П.С., Тугеев Б.Р. и др. Особенности природно-исторического парка “Измайлово” // Теоретические и прикладные проблемы агропромышленного комплекса. 2017. № 3. С. 59–64.
9. Волокитина А.В., Софронов М.А. Пространственное варьирование вида и запаса мохово-лишайникового покрова и подстилки в северных лиственничниках // Хвойные бореальной зоны. 2008. Т. XXV. № 3–4. С. 209–215.
10. Домрачева З.Н. Масса подстилки и диаметр стволов в сосняке брусничном // Инженерные кадры-будущее инновационной экономики России. 2019. № 2. С. 30–33.
11. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Аврова А.Ф. Строение и пространственно-временная изменчивость накопления подстилки в болотных березняках Западной Сибири // Вестник Томского гос. ун-та. Сер. Биология. 2009. № 2. С. 84–94.
12. Иванов А. В., Черненко В. Е., Хабилов В. Ш. Динамика запасов лесных подстилок в кедрово-широколиственных лесах // Аграрный вестник Приморья. 2017. № 1. С. 47–48.
13. Казанская Н.С., Ланина В.В., Марфенин Н.Н. Рекреационные леса. М.: Лесная промышленность, 1977. 96 с.
14. Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. М.: Изд-во МГУ, 1977. 312 с.
15. Карпачевский Л.О. Лес и лесные почвы. М.: Лесная промышленность, 1981. 264 с.
16. Карпачевский Л.О., Зубкова Т.А., Таиннова Л.Н., Руденко Р.Н., Почвенный покров и парцелярная структура биогеоценоза // Лесоведение. 2007. № 6. С. 107–113.
17. Классификация и диагностика почв России. М.: Ойкумена, 2004. 342 с.
18. Климат, погода, экология Москвы // Под ред. Клинова Ф.Я. СПб.: Гидрометеоиздат, 1995. 437 с.
19. Кузнецов В.А., Рыжова И.М., Телеснина В.М., Сторма Г.В. Количественная оценка влияния рекреации на растительность, подстилку и плотность почв лесопарков Москвы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2015. № 1. С. 21–29.
20. Лоскутов С.Р., Шапченкова О.А., Ведрова Э.Ф., Анискина А.А., Мухортова Л.В. Гигроскопические свойства подстилки хвойных и лиственных насаждений Средней Сибири // Сибирский экологический журнал. 2013. Т. 20. С. 695–702.
21. Наумов В. Д., Поветкина Н. Л., Лебедев А. В., Гемонов А.В. Оценка гумусового состояния дерново-подзолистых почв Лесной опытной дачи РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии. № 4. С. 5–18.
22. Орлова М.А., Лукина Н.В., Камаев И.О., Смирнов В.Э., Кравченко Т.В. и др. Мозаичность лесных биогеоценозов и продуктивность почв // Лесоведение. 2011. № 6. С. 39–48.
23. Попова Н. В. Методы использования данных по скорости освобождения химических элементов из подстилки для диагностики устойчивости

- экосистем // Вестник Российского университета дружбы народов. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности. 2007. № 1. С. 19–26.
24. Прокушин С.Г., Прокушин Н.Д., Сорокин Н.Д. Интенсивность разложения отдельных компонентов фитодетрита в лиственничниках криолитозоны средней Сибири // Изв. РАН. Сер. биологическая. 2014. № 1. С. 76–85.
25. Прокушин С.Г., Петренко А.Е., Зырянова О.А. Запасы фитодетрита и его биогенных элементов в лиственничниках малого водосборного бассейна центральной Эвенкии // Сибирский лесной журнал. 2022. № 6. С. 34–44.
26. Решетникова Т.В., Зырянова А.А., Ведрова Э.Ф. Трансформация органического вещества лесной подстилки (экспериментальное исследование) // Вестник Красноярского гос. аграрного ун-та. 2014. № 6. С. 80–93.
27. Рыбакова Н.А. Влияние парцелярной структуры южнотаежных березняков на пространственную неоднородность лесной подстилки // Вестник Поволжского гос. технол. ун-та. Сер. Лес. Экология. Природопользование. 2017. № 1 (33). С. 26–35.
28. Рыжова И.М., Подвезденная М.А., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Семенюк О.В. Оценка запасов углерода и потенциала продуцирования CO₂ почвами хвойно-широколиственных лесов // Почвоведение. 2023. № 9. С. 1143–1154.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X23600713>
29. Семенюк О.В., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И. Использование особенностей структурно-функциональной организации подстилок для оценки интенсивности круговорота в городских насаждениях (на примере Москвы) // Почвоведение. 2021. № 5. С. 592–605.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21050178>
30. Семенюк О.В., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И., Кузнецова Я.Д. и др. Оценка внутрибиогеоценозной изменчивости лесных подстилок и травяно-кустарничковой растительности в еловых насаждениях // Почвоведение. 2020. № 1. С. 31–43.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2001013X>
31. Семенюк О.В., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Земсков Ф.И. Подстилки городских насаждений как индикатор интенсивности биологического круговорота в условиях мегаполиса // Почвоведение. 2022. № 6. С. 1–14.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22060119>
32. Семенюк О.В., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Баранова О.Ю. Роль зеленых насаждений в адаптации урбоэкосистем к изменениям климата // Лесоведение. 2023. № 4. С. 339–352.
<https://doi.org/10.31857/S0024114823040083>
33. Семенюк О.В., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И. Подстилки еловых насаждений в пределах мегаполиса как объект экологического мониторинга // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2023. № 1. С. 36–45.
<https://doi.org/10.55959/MSU0137-0944-17-2023-78-1-36-45>
34. Честных О.В., Лыжин В.А., Кокшарова А.В. Запасы углерода в подстилках лесов России // Лесоведение. 2007. № 6. С. 114–121.
35. Шихова Л.Н., Лисицын Е.М. Динамика запасов органического вещества лесной подстилки южно-таежного биогеоценоза // Вестник Удмуртского ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2015. № 2. С. 24–30.
36. Шугалей Л.С., Коваленко О.В. Формирование подстилки в лесных экосистемах заповедника “Столбы” // Вестник Красноярского гос/ аграрного ун-та. 2009. № 6. С. 3–9.
37. Chengfeng S., Mingwei W., Lixue Y. Microbial carbon and nitrogen limitation in Larix gmelinii forests along an altitudinal gradient: Evidence from ecoenzymatic stoichiometry and vector analysis // Appl. Soil Ecol. 2024. V. 195. P. 105–257.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2023.105257>
38. Johansson M.B. Decomposition rates of Scots pine needle litter related to site properties litter quality and climate // Department of Forest Soils. 1994. P. 1771–1781.
<https://doi.org/10.1139/x94-229>
39. Lingbo D., Xueying L., Zhaogang L. The contributions of stand characteristics on carbon sequestration potential are triple that of climate variables for *Larix spp.* Plantations in northeast China // Sci. Total Environ. 2024. V. 911. P. 168726.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.168726>
40. Lun F., Liu Y., Li W. Life cycle research on the carbon budget of the Larix principis-rupprechtii plantation forest ecosystem in North China // J. Cleaner Production. 2018. V. 177. P. 178–186.
<https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2017.12.126>
41. <http://mosstat.gks.ru/folder/64495>

Assessment of the Organic Matter Dynamics in the Litter of Urban Coniferous Woods Using Indicators of Their Structural and Functional Organization on the Example of the Moscow City

O. V. Semenyuk¹, V. M. Telesnina^{1,*}, L. G. Bogatyrev¹, V. A. Kuznetsov¹, and A. I. Benediktova¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: vtelesnina@mail.ru

The properties of forest litter of artificial plantations of European larch within the specially protected natural area “Izmailovsky park” in Moscow were studied. The objects of the study were two sites of larch plantations 100–120 years old on typical sandy loam sod-eluvzem soils on sandy deposits underlain by moraine (Leptic Cambisols). One of the sites was a control, and the other was subject to anthropogenic impacts typical of park areas as a result of recreation. A significant two-fold decrease in the thickness and reserves of litter during recreation was established, with a significant simplification of the structure and changes in the typology of litter, which is especially pronounced in the conditions of near-trunk zones. A grouping of indicators of the structure and functioning of litter was proposed, which made it possible to assess the phased transformation of organic matter corresponding to different time periods of litter functioning. In seasonal dynamics, a uniform decrease in reserves of litter during the year was revealed for control plantations, while the most significant decrease in reserves in the November-June period was noted for disturbed ones. In the annual cycle, a significant decrease in the reserves of the active fraction was established, which indicates an intensive biological cycle in the studied larch woods. Differences in the dynamics of stocks of litter fractions were revealed. Recreational load in larch woods determines the decrease in the carbon sequestration of litter organic matter and affects the dynamics of this process. Indicators of the structural and functional organization of larch woods are informative criteria characterizing the features of biogeochemical cycles of organic matter, and can be used in other types of plantings in a megapolis.

Keywords: urban ecosystems, terrestrial detritus, recreational impact, larch, biological cycle

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ОСОБЕННОСТИ ОРГАНОГЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ СОВРЕМЕННЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ ЖИЛЫХ РАЙОНОВ Г. ПЕРМИ

© 2024 г. Н. В. Москвина^{a,*}

^aПермский государственный национальный исследовательский университет, ул. Букирева, 15, Пермь, 614000 Россия

*e-mail: nvtmoskvina@mail.ru

Поступила в редакцию 18.03.2024 г.

После доработки 01.07.2024 г.

Принята к публикации 02.07.2024 г.

В почвах жилых районов г. Перми установлены сходства и различия в морфологии и свойствах современных дневных и погребенных органогенных горизонтов. Они обусловлены функциональной ролью почвенного покрова в жилых районах, типом застройки, применением определенных строительных материалов. Различия проявляются в наличии и составе включений, содержании органического углерода, карбонатов, подвижных фосфатов, реакции среды. В погребенных органогенных горизонтах снижается интенсивность почвенного дыхания и активность инвертазы; в то же время в них сравнительно высока уреазная активность. При дополнительном внесении органического вещества в городские почвы в органогенных горизонтах возрастает содержание гуминовых кислот и степень гумификации органического вещества до высокой. В почвах, в которые не вносили органическое вещество, отмечаются черты зонального гумусообразования с низкой и средней степенью гумификации. С широким применением торфа для рекультивации и карбонатных строительных материалов усилился антропогенный вклад в цикл углерода.

Ключевые слова: городские почвы, активность ферментов, органическое вещество, Urbic Technosols

DOI: 10.31857/S0032180X24120071, **EDN:** JDCQLU

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время на планетарном уровне выделяют несколько форм органического вещества, среди которых обновляемый гумус – гумус современных дневных почв и fossильный гумус – гумус погребенных почв и нижних горизонтов современных почв [18]. Очевидно, что обновляемый гумус дневных горизонтов и fossильный – погребенных – будут иметь различия, обусловленные поступлением свежего органического вещества и процессами биоминерализации. Однако, если речь идет о городских почвах, на свойства органического вещества оказывает влияние еще множество факторов.

Почвы крупных городов имеют длительную историю развития. В их почвенном покрове отражены изменения ландшафтов, хозяйственного освоения территории, взаимодействия человека и природы. Наиболее глубокие отличия антропогенно-измененных почв от фоновых аналогов касаются, прежде всего, характеристик органического вещества [11]. Органическое вещество погребенных

городских почв может служить палеоархивом информации об антропогенном воздействии на почвы [41]. Количество антропогенно-измененных почв неуклонно возрастает, однако их эволюция может идти разными путями: это зависит от вида антропогенного воздействия [42].

Органогенные горизонты городских почв значительно варьируют по содержанию и составу органического вещества [1, 9, 21, 25, 29, 30]. Это объясняется многими факторами: формированием городских почв на разных почвообразующих породах, возрастом территории, функциональным назначением почв в городе, преобладающим характером антропогенной деятельности, наследованием органического вещества от зональных почв либо привносом органического вещества человеком с целью рекультивации территорий, антропогенным воздействием не только на собственно почвенный покров, но и трансформацией факторов почвообразования [3, 9, 18, 22, 25, 44].

Цель работы – изучение органогенных горизонтов современных и погребенных почв жилых районов г. Перми.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования служили дневные поверхностные горизонты современных почв, которые наиболее часто встречаются в незапечатанном почвенном покрове жилых районов, и погребенные органогенные горизонты, вскрытые при археологических раскопках исторического центра Перми. В общей сложности исследовано 9 погребенных органогенных горизонтов, более 50 современных дневных.

Несмотря на значительную площадь археологических раскопов, погребенные органические горизонты сохраняются редко, поскольку при любом виде воздействия на почву поверхностные горизонты трансформируются в первую очередь. Часто почвенные горизонты без следов антропогенного воздействия и артефактов представлены срединными горизонтами и/или только материнской породой.

Исследования почвенного покрова проводили в селитебной зоне многоэтажной застройки левобережной части города. Для территории города Перми, расположенного в долине р. Камы, характерна существенная неоднородность гранулометрического состава почвообразующих пород. Основными почвообразующими породами нижних террас р. Камы являются водно-ледниковые и древнеаллювиальные пески и супеси; в пределах высокой равнины – элювиально-делювиальные (покровные) тяжелые суглинки [9, 35]. Исторический центр города сформировался возле реки [17]. Большинство погребенных почв, вскрытых при археологических работах, имеет легкий гранулометрический состав. Для корректного сравнения погребенных и современных почв образцы современных почв отобрали на территориях урбопедо-комплексов, сформированных на аналогичных почвообразующих породах [35, 38] (рис. 1).



Рис. 1. (а) – картосхема гранулометрического состава почвообразующих пород г. Перми по [35]; (б) – территория отбора части проб современных дневных почв; (в) – территория отбора части погребенных почв в историческом центре города. 1 – пески и супеси, 2 – породы среднего состава, 3 – породы среднего состава и двучлены, 4 – тяжелые суглинки и глины, 5 – тяжелые суглинки и глины с выходом коренных пород, 6 – тяжелые суглинки и глины с выходами песчано-галечников.

В образцах почв определили $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ – потенциометрически; содержание карбонатов – ацидиметрическим титрованием [32]; содержание органического углерода – по Тюрину; содержание подвижных фосфатов – колориметрически в вытяжке по Мачигину с $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$; почвенное дыхание – по Галстяну; уреазную активность – фотометрически с реагентом Несслера после разложения мочевины; инвертазную активность – колориметрическим определением сахаров по Бер特朗у после внесения сахарозы, групповой состав гумуса по ускоренной схеме Кононовой–Бельчиковой [19].

Полученные данные статистически обрабатывали в программе PAST. Определили показатели разнообразия: диапазон варьирования, среднее и ошибку среднего, коэффициенты вариации. Достоверность различий оценивали по непараметрическому критерию Краскала–Уоллеса при уровне значимости $p < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфология. Большинство изученных профилей могут быть классифицированы как Urbic Technosols [43], имеют основной диагностический горизонт *urbic*, содержащий более 20% артефактов, среди которых 35% приходится на строительный мусор. В центральной части Перми мощность перекрывающего погребенные почвы материала составила более 50 см, поэтому их тоже отнесли к Urbic Technosols. В РФ городские почвы, имеющие диагностический горизонт *urbic*, отнесены к типам урбостратоземов [15, 27].

В России классификационное деление почв города во многом определяется особенностями их верхних горизонтов. Однако свойства верхнего горизонта почв могут быстро изменяться во времени, поэтому в системе WRB они используются для диагностики только в редких случаях. Горизонты городских почв, разделенные в русской классификации на урбиковые, серогумусовые, темногумусовые и их различные модификации [15, 27], в международной диагностике обозначены как Au [28, 43].

При диагностике погребенных почв по классификации WRB (2014) почвы, погребенные под техногенными субстратами мощностью ≥ 50 см, не рассматриваются как полихронные, а отмечаются субквалификаторами как для единого профиля [28]. Классификация почв России более полно отражает генезис разнообразных городских почв, позволяет учесть разнообразные антропогенные трансформации [28].

При описании органогенных горизонтов в работе придерживались подходов, предложенных Прокофьевой с соавт. [27]. Рекультивационные городские слой-горизонты насыпного гумусового

материала RT и RAT рекомендовано включить в обновленную Классификацию почв России [33].

Органогенные горизонты современных почв жилых районов г. Перми:

RT – рекультивационный торфяной горизонт; насыпной, преимущественно состоящий из торфа материал, используемый для рекультивации и слабо измененный почвообразованием [27]. Применение торфа с целью рекультивации широко распространено в городах таежно-лесной зоны [27]. Для рекультивации почв жилых районов г. Перми используют низинный эутрофный торф: черный, рассыпчатый, бесструктурный, с сохранившимися растительными остатками разной степени разложения. Мощность насыпного торфяного горизонта RT, как правило, не превышала 10 см. Для исследования использовали пробы из свежих, недавно отсыпанных торфяных горизонтов. Возраст исследованных горизонтов RT не превышал 5 лет, поскольку они очень быстро трансформируются в городской среде.

RAT – рекультивационный компостно-гумусовый горизонт, на поверхности урбостратоземов. Представляет собой насыпной компостный, торфо-компостный или гумусированный материал, используемый для рекультивации и слабо измененный почвообразованием. Неоднократное внесение органического вещества и перемешивание его с нижележащими слоями обеспечивает создание органо-минерального субстрата с оптимальной структурой, обеспечивающей возможность функционирования биоты, оптимизации водно-миграционных геохимических процессов [27]. Мощность описанных горизонтов RAT варьировала от 10 до 20 см. Темно-серый, комковато-зернистая структура, обилие корней растений, зоогенная проработка. По морфологии и свойствам в изученных современных дневных почвах горизонт RAT соответствует mollic в WRB [43]. Для диагностики горизонта *hortic* не всегда (редко) соблюдается условие по содержанию подвижного фосфора.

Торфяные рекультивационные горизонты RT и компостно-гумусовые рекультивационные горизонты RAT чаще всего диагностируются на поверхности рекультивированных почвоподобных тел (**ТПО**) – квазиземов (реплантоzemов) либо на поверхности урбостратоземов техногенных, где они перекрывают горизонт *urbic*.

AYur – серогумусовый горизонт, на поверхности урбосерогумусовых почв. Серый/буро-серый, структура зернистая/комковатая, проработан корнями растений, антропогенные и биогенные включения (копролиты). Урбосерогумусовые почвы и урбостратоземы с компостно-гумусовыми горизонтами на поверхности сформированы во дворах жилых домов относительно старой застройки, в палисадниках, при неоднократном внесении

органогенного материала и перемешивании его с нижележащими слоями почвы.

URay – урбиковый горизонт с признаками гумусообразовательного процесса, на поверхности урбостратоземов техногенных. Цвет темно-бурый, серо-коричневый, комковатая/зернистая структура, включения гальки, щебня, бытового мусора. Многочисленные корни растений. Мощность описанных горизонтов URay составляла, как правило, до 10 см (в среднем около 5–7 см); время формирования – около 60–70 лет.

У погребенных почв описаны агрогумусовые и постагрогенные горизонты, а также серогумусовые горизонты зональных почв, которые в большинстве разрезов имеют признаки городского почвообразования.

[P] – агрогумусовые горизонты, коричнево-серого/серого до темно-серого цвета, комковатая структура, нижняя часть может быть более плотная, граница ровная (рис. 2а, 2б). Иногда нижняя граница ровная с характерными остроугольными выступами от лопаты. Возможны включения мелких 1–2 мм угольков, корневины, признаки зоогенной проработки. Мощность описанных горизонтов [P]

составляла около 30 см. В основном они были сформированы, по данным археологических исследований, до 1850 г. Горизонты могут быть диагностированы как *hortic* по WRB [43].

[AYra,ur] – серогумусовые постагрогенные горизонты. Отмечены изменения агрогоризонта в связи с выводом почвы из пахотного состояния и началом процессов городского почвообразования (появление большого количества включений антропогенного характера в верхней части горизонта), признаки срезания верхней части органогенного горизонта либо перемешивания его с насыпным почвогрунтом (рис. 2с). Горизонты [AYra,ur] имели меньшую мощность, чем погребенные агрогумусовые горизонты [P], вследствие преобразования их верней части.

Возможно, в агрогумусовые/постагрогенные горизонты вносили золу как удобрение, так как часто включения были представлены мелкими фрагментами угольков, равномерно распределенными по горизонту.

[AYur] – серогумусовый погребенный горизонт, в верхней части включения строительного мусора, угольков, битого кирпича, признаки

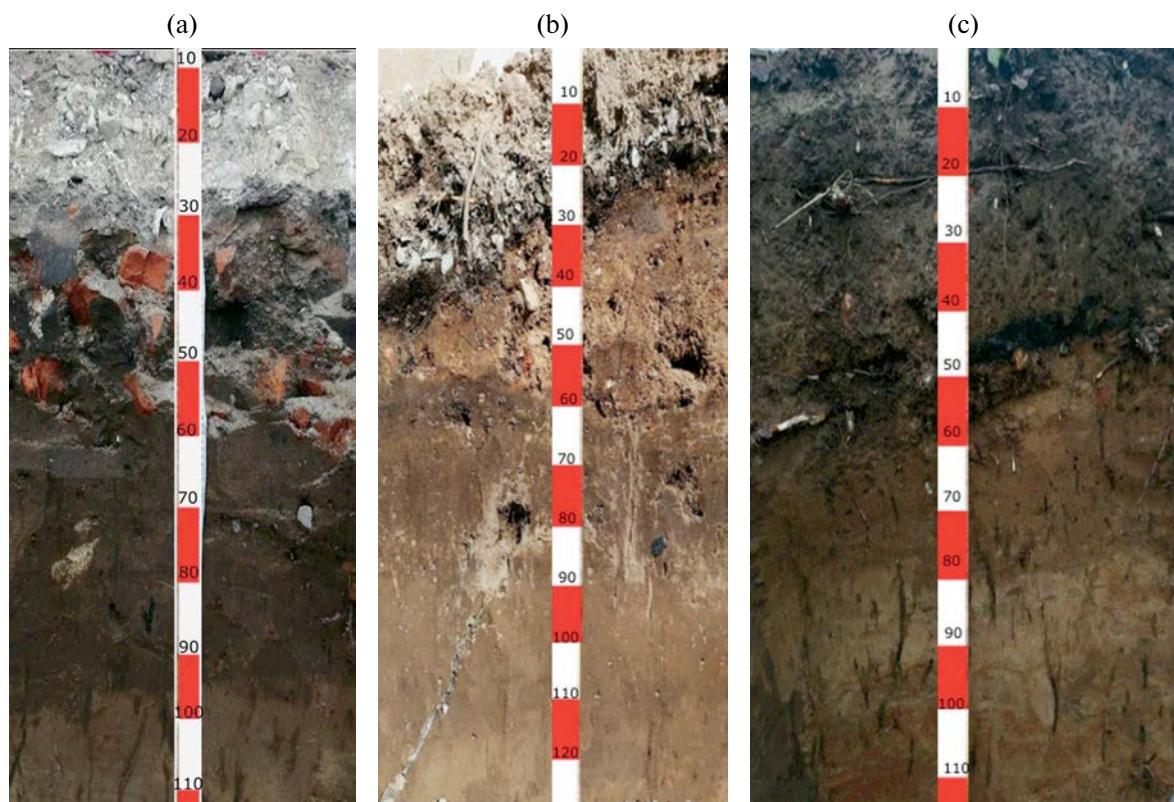


Рис. 2. (а) – урбостратозем техногенный карбонатный на агродерново-подзолистой почве, горизонт [P] (63–95 см); (б) – урбостратозем техногенный карбонатный на техногенных отложениях, перекрывающих агроzem иллювиально-гумусовый, горизонт [P] (57–88 см); (с) – урбостратозем техногенный карбонатсодержащий на урбодерново-подзолистой постагрогенной почве, горизонт [AYra,ur] (64–80 см).

перемешивания верхней части этого горизонта с вышележащим (рис. 3а, 3б).

Реакция среды. В современных органогенных горизонтах реакция среды варьировала от кислой (в свежих торфяных горизонтах RT квазиземов) до слабощелочной (табл. 1).

Реакция среды в погребенных органо-гумусовых горизонтах варьировала от слабокислой до слабощелочной, в основном была нейтральной. Только в трех горизонтах из девяти погребенных pH был > 7 – в горизонтах с антропогенными включениями на поверхности.

Содержание карбонатов. В современных поверхностных органогенных горизонтах наибольшее содержание карбонатов было в компостно-гумусовых горизонтах RAT; наименьшее – в горизонтах RT квазиземов торфяных. В свежих торфяных слоях содержание карбонатов минимально, но с возрастом они накапливаются в поверхностных слоях газонов.

В большинстве погребенных органогенных горизонтов содержание CO_2 было менее или близко к 1%. Наибольшим содержанием карбонатов отличались горизонты с квалифиликатором *ur*, имеющие большое количество антропогенных включений в

верхней части. Карбонаты могли попадать в почву из верхних слоев в условиях промывного водного режима, либо с золой, которую использовали как удобрение. В погребенных почвах древних поселений прослои золы бурно вскипают от HCl и являются важным источником карбонатов в органических культурных слоях [8]. Почвообразующие породы камских террас в пределах территории исследований некарбонатны (древнеаллювиальные пески и супеси).

Содержание органического углерода. В современных почвах жилых районов г. Перми максимальным содержанием органического углерода отличались органогенные горизонты RT квазиземов торфяных ($> 10\% \text{ C}_{\text{opr}}$), минимальным – горизонты URay урбостратоземов техногенных (в среднем $2.7\% \text{ C}_{\text{opr}}$). В погребенных органогенных горизонтах содержание C_{opr} в среднем составило $5.37 \pm 1.65\%$.

Дополнительное внесение органического вещества в виде торфа, компоста приводит к увеличению содержания C_{opr} в поверхностных горизонтах городских почв по сравнению с зональными почвами. Площадь городских почв, рекультивированных с применением насыпных органических

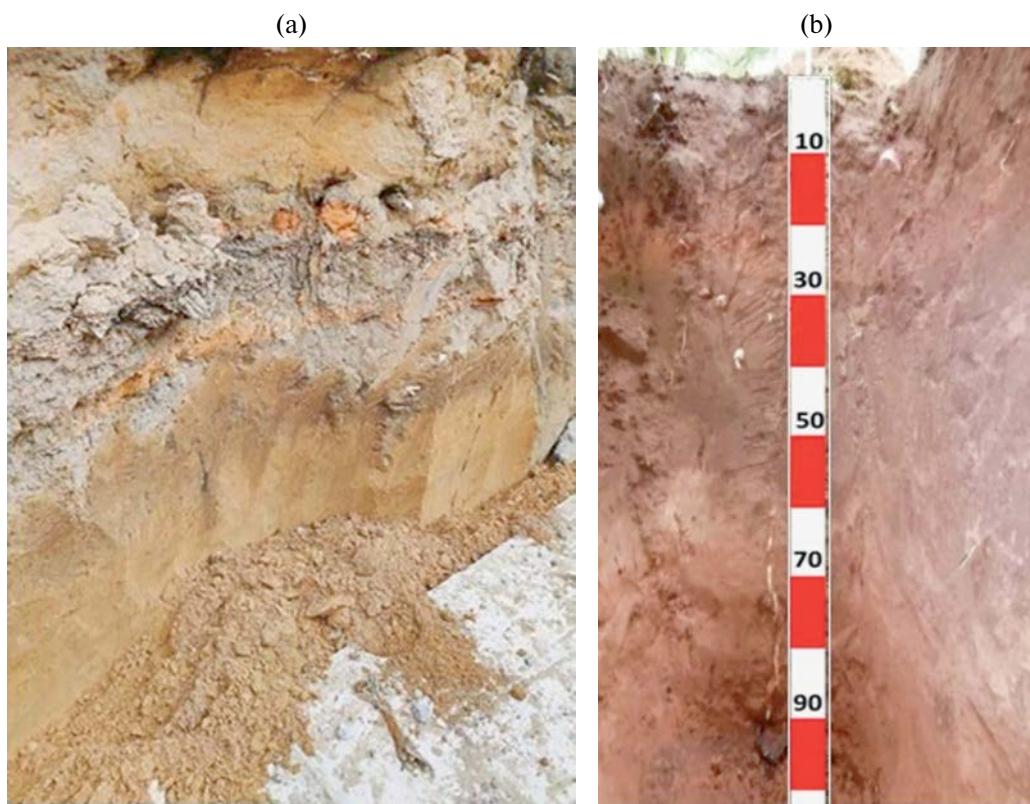


Рис. 3. (а) – урбостратозем техногенный карбонатный на урбосерогумусовой глееватой почве, горизонт [AYur] (190–208 см); (б) – серогумусовая урбистратифицированная маломощная почва на техногенных отложениях, подстилаемая урбодерново-подзолистой почвой, горизонт [AYur] (26–58 см).

Таблица 1. Физико-химические свойства и биологическая активность современных и погребенных органогенных горизонтов почв г. Перми, над чертой — диапазон, под чертой — среднее ± ошибка

Показатель	Современные органогенные горизонты			Погребенные органогенные горизонты [AYur; P; AYpa, ur]
	урбостратоземы техногенные URay	урбосерогумусовые, урбостратоземы AYur, RAT	квазиземы торфяные RT	
pH	6.90–7.40 7.20 ± 0.15	6.97–7.90 7.35 ± 0.16	4.20–7.25 5.91 ± 0.53	6.17–7.81 6.97 ± 0.19
CO ₂ карб, %	0.66–2.36 1.52 ± 0.49	2.14–3.30 2.72 ± 0.58	0.35–2.53 1.24 ± 0.36	0.24–2.32 1.07 ± 0.20
C _{опр} , %	2.31–3.03 2.74 ± 0.22	4.86–6.96 6.06 ± 0.45	9.85–22.08 12.24 ± 2.22	2.49–13.83 5.37 ± 1.65
P ₂ O ₅ , мг/100 г	8.16–13.82 9.82 ± 0.12	4.99–14.68 9.68 ± 2.71	0.55–10.11 4.82 ± 1.31	25.70–36.70 32.12 ± 2.25
Дыхание, мг CO ₂ /(100 г почвы 24 ч)	16.50–37.50 27.0 ± 10.50	2.80–61.30 37.53 ± 12.40	24.70–77.60 49.70 ± 10.46	0.09–8.80 2.29 ± 0.88
Уреаза, мг N–NH ₄ /(10 г почвы 24 ч)	4.90–15.00 8.47 ± 3.27	1.80–26.60 12.98 ± 5.59	1.10–13.20 5.97 ± 1.70	2–24.70 14.44 ± 1.91
Инвертаза, мг глюкозы/(г почвы 24 ч)	17.50–17.80 17.60 ± 0.10	17.20–17.50 17.35 ± 0.15	17.40–18.00 17.7 ± 0.17	0–16.7 4.74 ± 1.95

субстратов, может быть значительна, особенно в современных жилых районах. Однако широкое применение торфа и торфо-компостных смесей не было распространено в ранние периоды истории города. Не обнаружено погребенных горизонтов RT в историческом центре Перми. По-видимому, дополнительным источником органического вещества для почв придомовых и приусадебных участков были навоз и органические пищевые остатки.

Содержание подвижного фосфора. Повышенное содержание подвижного фосфора (100–200 мг/кг) является одним из диагностических признаков горизонта *урбик* (UR) городских почв. Превышение содержания обычно связано со скоплением специфических материалов культурного слоя, например навоза или фекалий [27]. Фосфор, как ни один другой элемент, является чувствительным, устойчивым и надежным индикатором антропогенной деятельности. Причины роста его содержания в почве связаны с поступлением экскрементов и остатков пищи (особенно костей, мяса, рыбы), растений и золы [26, 44].

И современные, и погребенные органогенные горизонты имеют высокую степень обеспеченности подвижными фосфатами [19]. Максимальным содержанием подвижных фосфатов отличались погребенные органогенные горизонты (в среднем 32 мг/100 г почвы) в вытяжке с углекислым

аммонием. При оценке распределения подвижных фосфатов по профилю погребенных почв отмечен максимум в погребенных органических горизонтах.

В современных дневных органогенных горизонтах содержание подвижных фосфатов было заметно меньше в поверхностных слоях AYur, RAT, URay, и еще ниже – в горизонтах RT.

Считаем, что повышенное содержание подвижных фосфатов в погребенных органогенных горизонтах может быть связано с применением навоза и золы в качестве удобрений, а также содержанием домашних животных и привносом органического мусора.

Почвенное дыхание. Максимальной интенсивностью почвенного дыхания отличались современные горизонты RT квазиземов торфяных. В поверхностных слоях урбостратоземов техногенных интенсивность дыхания была гораздо ниже (рис. 4а). По-видимому, в торфяных слоях RT идет активная минерализация торфа и разложение органики. В работе [39] показано, что эмиссия CO₂ газонами может быть выше по сравнению с зональными почвами. Исследования [6] показали, что городские почвенные конструкции с гумусово-аккумулятивными горизонтами являются меньшими эмитентами углерода в атмосферу по сравнению с конструкциями, в которых применяется торфо-компостная

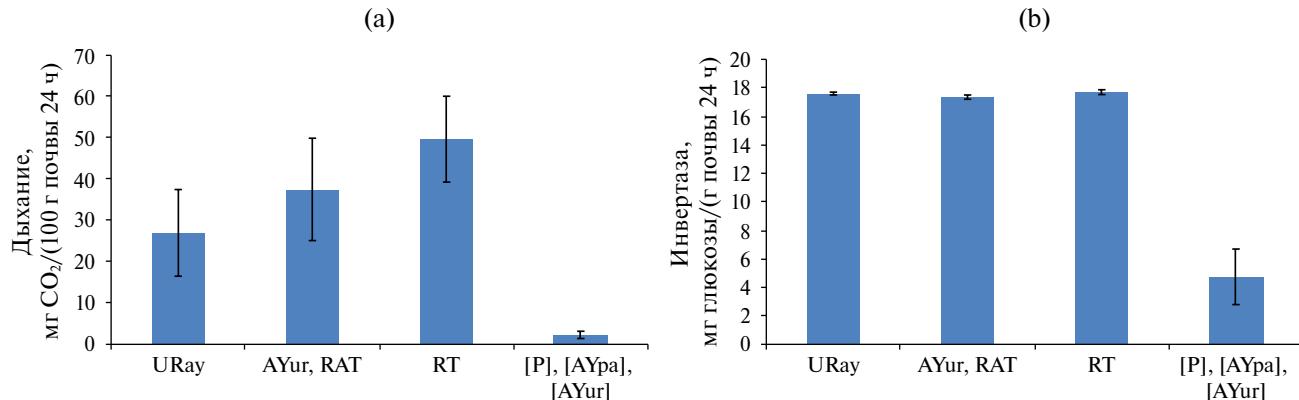


Рис. 4. (а) – почвенное дыхание в современных и погребенных органогенных горизонтах; (б) – активность инвертазы в современных и погребенных органогенных горизонтах.

смесь. Интенсивность выделения CO₂ с ТПО, рекультивированных торфяно-минеральными субстратами, может достигать весьма высоких значений [20].

В погребенных органогенных горизонтах интенсивность почвенного дыхания существенно ниже, однако присутствует некий максимум в профиле на уровне погребенных органогенных горизонтов. Исследованные погребенные органогенные горизонты находились на глубине около 1 м или более, т.е. в анаэробных условиях, с этим может быть связана минимальная интенсивность почвенного дыхания.

Активность инвертазы. Известно, что при поступлении в почву какого-либо органического субстрата изменяются количественные показатели почвенного микробного сообщества и ферментативная активность почв. Ферменты могут сохранять активность в сельскохозяйственных почвах в течение сотен лет, например, при внесении органических удобрений и навоза [14, 34, 37].

В составе растительных остатков, поступающих в почву, содержится до 60% углеводов (моно-, ди- и полисахаридов). Инвертаза – фермент, катализирующий расщепление сахарозы до глюкозы и фруктозы [19]. Активность инвертазы отражает плодородие и биологическую активность почв, четко коррелирует с содержанием гумуса и почвенным плодородием [13].

Поверхностные органогенные горизонты современных почв отличались гораздо большей активностью инвертазы по сравнению с погребенными органо-гумусовыми горизонтами (рис. 4б).

Низкая активность инвертазы в погребенных почвах может быть связана с отсутствием поступления свежего органического вещества, стабилизацией процессов минерализации органического вещества.

Все анализируемые поверхностные горизонты современных почв имеют близкие результаты по активности инвертазы, значимых различий в горизонтах RT, RAT и AYur, URa не установлено (по критерию Краскала–Уоллеса, при $p < 0.05$). Активность инвертазы в современных органогенных горизонтах может быть оценена как средняя по шкале степени обогащенности почв Звягинцева [12]. Погребенные органогенные горизонты бедны инвертазой [12].

Активность уреазы. Уреаза – фермент, катализирующий гидролиз мочевины. Конечными продуктами гидролиза являются аммиак и углекислый газ. Аммонификация осуществляется многочисленными аэробными и анаэробными почвенными микроорганизмами и происходит во всех почвах при разной реакции среды, однако замедляется в анаэробных условиях и при сильнощелочной и щелочной реакциях. Мочевина попадает в почву в составе растительных остатков, навоза и как азотное удобрение. Она образуется и в самой почве в качестве продукта превращения азотистых органических соединений: белков и нуклеиновых кислот. Уреазную активность очень часто определяют в палеоархеологических исследованиях, как и содержание фосфора и активность фосфатазы. Повышение уровня уреазной активности почвы характерно для мест компактного проживания людей и содержания скота [4, 34].

У современных почв наибольшая уреазная активность отмечается в поверхностных слоях RAT и AYur урбостратоземов и урбосерогумусовых почв, что объясняется ежегодным поступлением достаточно большой массы растительных остатков. По шкале обогащенности почв ферментами Звягинцева [12], эти почвы имеют среднюю уреазную активность. В торфяных слоях квазиземов самая низкая уреазная активность из современных

органогенных слоев; возможно, это связано с кислой реакцией среды. По [12] они бедны уреазой.

Уреазная активность погребенных органогенных горизонтов достоверно выше (критерий Краскала–Уоллеса, $p < 0.05$), чем в современных поверхностных слоях RT, RAT и AYur. Это может быть связано с применением навоза в качестве органического удобрения (агромузовые, постагротические горизонты) [34]. По шкале Звягинцева погребенные почвы имеют среднюю обогащенность уреазой.

Степень гумификации органического вещества. Вопрос о существовании в почве особых специфических гуминовых веществ дискуссионен, как и вопрос существования отдельных фракций гуминовых кислот (ГК), фульвокислот (ФК) и гумина. Большой массив данных по этим проблемам обобщен в обзоре [10]. Однако выделение операционных фракций ГК, ФК и гумина с целью снижения гетерогенности веществ гумуса прочно вошло в практику химии гумуса, несмотря на признаваемую условность такого подхода [16]. Если рассматривать исторические названия гумусовых фракций (ГК, ФК, гумин) как краткие групповые понятия и названия препаратов, полученных определенным способом экстракции, не придавая этим фракциям значения особых специфических веществ, то возможно использовать такие общепринятые соотношения как $C_{\text{гк}}/C_{\text{опр}}$ (или $C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$) для характеристики типов гумуса [10].

Исследования показали, что при дополнительном внесении органического вещества и окультуривании поверхностных горизонтов почв возрастает содержание фракции ГК, извлекаемое по ускоренной схеме Конновой–Бельчиковой. Соответственно, возрастает степень гумификации органического вещества, рассчитываемая как соотношение $C_{\text{гк}}/C_{\text{общ}} \times 100\%$ [24]. При варьировании показателя степени гумификации от 20 до 30% она может быть отнесена к средней категории, от 30 до 40% и больше – к высокой, $>40\%$ – к очень высокой [23, 24].

Степень гумификации очень высокая ($>90\%$) в горизонтах RT квазиземов торфяных; в торфо-компостных и серогумусовых горизонтах RAT, AYur она варьирует от 37 до 90% и также относится к высокой и очень высокой [24]. Наименьшие показатели соотношения $C_{\text{гк}}/C_{\text{общ}}$ исследованных современных почв отмечены в поверхностных горизонтах URay урбостратоземов техногенных, имеющих возраст 60–70 лет, в которые дополнительно не вносят органическое вещество с целью рекультивации. Степень гумификации варьирует в них от 20 до 33%, что относится к средней категории (рис. 5).

Такая тенденция отмечена и для погребенных органогенных горизонтов. В агромузовых

погребенных горизонтах степень гумификации высокая, составляет 30–38%, в постагротических горизонтах она снижается по сравнению с погребенными агромузовыми до 27%; в погребенных серогумусовых горизонтах зональных почв варьирует от 13 до 21%, что соответствует слабой степени гумификации [23, 24].

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследований показали, что существуют различия между органическим веществом современных и погребенных почв жилых районов г. Перми. Они проявляются как в морфологии, так и в свойствах органогенных горизонтов и связаны с разной функциональной ролью почвы в контексте истории развития города.

Не обнаружено погребенных торфяных слоев – аналогов современных горизонтов RT квазиземов, создаваемых при благоустройстве. Однако вскрыто много агромузовых и постагротических горизонтов. По строению и функциональному назначению погребенных почв центральная часть города похожа на современные районы с малоэтажной частной застройкой, где около домов есть приусадебные участки [9].

Отмечены различия в химических свойствах органогенных горизонтов. Большее содержание карбонатов и сдвиг реакции среды в щелочную сторону в современных органогенных горизонтах связаны с историей развития города. Очень продолжительное время, с момента основания Перми в 1723 г., основным строительным материалом было дерево. Так, к моменту грандиозного пожара 1842 г., когда практически полностью выгорела центральная часть города, в Перми было всего 38 каменных и 1090 деревянных домов [2, 17]. После пожара Пермь начала отстраиваться. Началось

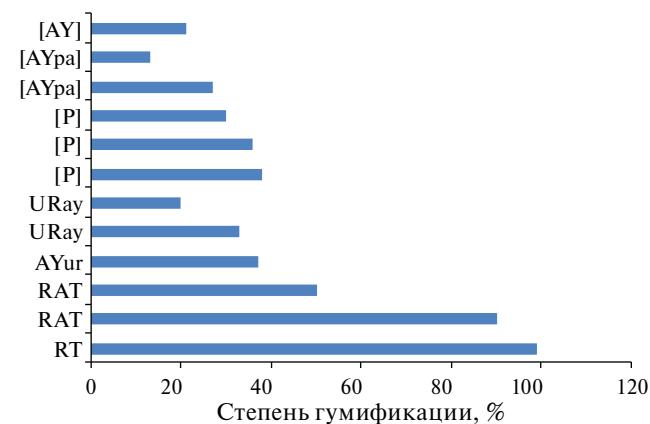


Рис. 5. Степень гумификации ($C_{\text{гк}}/C_{\text{общ}} \times 100\%$) в органогенных горизонтах современных и погребенных почв жилых районов г. Перми.

массовое строительство домов из красного глиняного формованного кирпича. Из кирпича строили либо целые дома, либо первый этаж двух-, трехэтажных домов, либо между деревянными домами возводили брандмауэры – кирпичные стены, препятствующие распространению пожаров. Кирпич производился из глины на территории Пермской губернии. К 1887 г. в городе действовали 8 кирпичных и глинаобжигательных заводов [17]. Позднее технология изготовления кирпича изменилась. На смену красному глиняному кирпичу пришел более дешевый серый силикатный, основными компонентами которого являются песок, известь и вода. Смену типа застройки можно проследить в том числе и при изучении погребенных почв в центральной части Перми. Раскопки вскрывают либо погребенные деревянные конструкции, либо в почвах центральных районов встречаются обломки зданий из красного глиняного кирпича. Современные районы застроены в основном с применением карбонатных строительных материалов – силикатного кирпича, бетонных панелей. С 2000-х гг. применяется технология монолитно-каркасного строительства. Применение карбонатных строительных материалов и антигололедных средств способствует сдвигу реакции среды в щелочную сторону.

Погребенные органогенные горизонты, как и в целом профили погребенных почв периода деревянной застройки города, менее карбонатны и содержат меньше трудноразлагаемых включений строительных материалов (щебень, кирпич, пластик, стекло и др.). Сдвиг реакции среды в щелочную сторону в более молодых в историческом плане почвенных горизонтах отмечен во многих работах [1, 28, 36, 40].

Характерными включениями для почв центральной части города являются уголь и зола. Преимущественное использование дерева для строительства и отопления на протяжении как минимум 200 лет истории города привело к тому, что в погребенных почвах встречаются как следы многочисленных пожарищ, так и дерево, обугленное в результате биологических процессов в условиях переменной влажности, превратившееся в торфянистую массу, что тоже обычно для городов таежной зоны [7]. Углистое вещество (=black carbon [46]) образуется в результате неполного сгорания органических материалов. Эта форма органического углерода сохраняется в почве в течение очень длительного времени [11], надолго исключая углерод из биологического круговорота [46]. В то же время черный уголь является сорбентом многих химических элементов, в том числе поллютантов [46]. Включения угля и золы практически отсутствуют в дневных почвах современных районов.

По-видимому, эволюция почвенного покрова и культурного слоя имеет сходную направленность в

городах таежно-лесной зоны. Антропогенное воздействие на почвы начинается с формирования пахотных горизонтов; затем появляются следы деревянного домостроения, характерные включения щепы и навоза в культурном слое. Их сменяет литогенный горизонт с обломками красного глиняного кирпича, и, наконец, современные почвы с дневными горизонтами, содержащие много включений карбонатных строительных материалов и нередко запечатанные асфальтом [36].

Изменение типа гумуса в гуматную сторону в окультуренных городских почвах отмечено многими исследователями [1, 11, 21, 29, 30]. Изучение интенсивно окультуренных почв древних городов в лесной зоне показало, что в них увеличена доля гуминовых кислот (особенно связанных с Ca) и уменьшена доля свободных фульвокислот [18, 31]. В работе [30] отмечено накопление ГК в верхних гумусово-аккумулятивных горизонтах почв ботанического сада МГУ, особенно рекультивированных. При этом показана не характерная для естественных дерново-подзолистых почв средняя или высокая степень гумификации органического вещества (от 20 до 45%) как специфическая черта органического вещества городских почв, особенно тех, где отсутствует уборка опада. Также авторы указали на высокую степень гумификации в высокоокультуренных пахотных горизонтах, погребенных под современными городскими почвами. Накоплению ГК в верхних горизонтах способствует поступление карбонатов [30].

Результаты настоящих исследований показали, что в городских почвах, особенно окультуренных и рекультивированных, повышено содержание гуминовых кислот; степень гумификации органического вещества высокая и очень высокая (от 30 до 90%), в отличие от почв, где отсутствует значительное дополнительное поступление органического вещества на поверхность – степень гумификации органического вещества в них слабая и средняя (до 35%).

Данные по содержанию органического углерода, дыханию почвы и ферментативной активности позволяют сделать вывод о различном вкладе антропогенного фактора в геохимическую миграцию и циклы основных элементов-органогенов в разные периоды истории города. С широким применением торфа для рекультивации и карбонатных материалов для строительства усилился антропогенный вклад в цикл углерода (о чем свидетельствуют максимальные показатели содержания органического вещества, почвенного дыхания поверхностных слоев квазиземов, высокая активность инвертазы, содержание карбонатов). В то же время в более ранние периоды истории города, когда придомовые участки использовались для сельскохозяйственных целей и в городе содержали большое количество домашних животных (лошади – основное средство

передвижения, собаки, кошки, домашняя птица), в почву вносились органические удобрения, остатки пищи и компост – оказывалось антропогенное воздействие на циклы азота и фосфора, что проявляется в повышенной уреазной активности и повышенном содержании фосфатов в погребенных почвах.

Техносоли, в том числе Urbic Technosols, могут иметь полициклическую или сложную эволюцию, обусловленную последовательным отложением материала или нарушениями, изменяющими направление педогенеза и запись более ранних процессов в погребенных материалах [42]. Более активно в городе идет преобразование поверхностных горизонтов. Они выступают ареной взаимодействия природных и разнообразных антропогенных факторов почвообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Органогенные горизонты современных почв формируются либо при естественном самозарастании почвогрунтов, либо при внесении органического вещества с целью рекультивации почв. Органогенные горизонты погребенных почв представлены погребенными серогумусовыми горизонтами зональных почв либо агрогумусовыми/постагренимыми горизонтами, что обусловлено типом застройки и функциональным использованием почвенного покрова в ранние периоды истории города.

В современный период истории города в качестве дополнительного источника органического вещества для городских почв широко применяются торф и торфо-компостные смеси. В ранние периоды истории города дополнительным источником органического вещества служили навоз, компост, органические бытовые отходы. Не обнаружено погребенных торфяных горизонтов RT, широко встречающихся на поверхности современных газонов.

Современные органогенные горизонты резко отличаются по реакции среды. В большинстве из них отмечается сдвиг в щелочную сторону в связи с применением карбонатных строительных материалов, антигололедных средств. Почвы содержат карбонаты (в среднем 1.5–3% CO_2 в разных типах почв), имеют повышенную и высокую степень обеспеченности подвижным фосфором – 50–100 мг/кг. Содержание органического углерода в современных органогенных горизонтах городских почв больше, чем в зональных почвах; в окультуренных с применением торфа и торфо-компостных смесей почвах оно превышает 10% C_{opr} . Погребенные органогенные горизонты менее карбонатны (до 1% CO_2), имеют преимущественно нейтральную реакцию среды, что может быть связано с менее масштабным применением карбонатных строительных материалов в первые два

столетия истории города. Содержание гумуса среднее, от 3 до 5% C_{opr} . Содержание подвижных фосфатов намного больше, чем в современных органогенных горизонтах (в среднем около 300 мг/кг), что объясняется применением органических удобрений, золы, содержанием домашних животных, а также привносом органического мусора.

В погребенных органогенных горизонтах величина содержания органического вещества стабилизируется, снижается биологическая активность и активность инвертазы, что связано с отсутствием поступления свежего органического вещества и анаэробными условиями. В то же время уреазная активность в них выше, чем в современных органогенных горизонтах (до 15 мг $\text{N}-\text{NH}_4/(10 \text{ г почвы } 24 \text{ ч})$, что соответствует среднему уровню обогащенности уреазой по шкале Звягинцева).

Существуют различия во вкладе антропогенного фактора в геохимическую миграцию и циклы основных элементов-органогенов в разные периоды истории города. С широким применением торфа для рекультивации и карбонатных материалов для строительства усилился антропогенный вклад в цикл углерода.

В поверхностных органогенных горизонтах окультуренных и рекультивированных городских почв отмечено увеличение доли гуминовых кислот, степень гумификации органического вещества высокая. В урбостратоземах техногенных, где происходят процессы самозарастания поверхности, а также в почвах без дополнительного внесения органического вещества, отмечаются черты зонального гумусообразования, с меньшим содержанием гуминовых кислот и средней степенью гумификации органического вещества.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор выражает искреннюю благодарность руководителю ООО “Экспедиция” Игорю Анатольевичу Козмирчуку, а также сотрудникам Камской археологической экспедиции Марии Константиновне Мингалевой и Людмиле Васильевне Романовой за возможность проведения исследований во время археологических работ, а также за ценные консультации по истории Перми.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Пермского государственного национального исследовательского университета в области фундаментальных научных исследований.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апарин Б.Ф., Сухачева Е.Ю., Булышева А.М., Лазарева М.А. Гумусовые горизонты почв урбоэкосистем // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1071–1084.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18090010>
2. Верхоланцев В.С. Город Пермь: его прошлое и настоящее. Пермь, 1913. 202 с.
3. Водяницкий Ю.Н. Органическое вещество в городских почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2015. № 8. С. 921–931.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15080110>
4. Гак Е.И., Борисов А.В. Опыт комплексных археолого-палеопочвенных исследований поселения эпохи средней бронзы Рыкань-3 (лесостепное Подонье) // Археология и естественные науки в изучении культурного слоя объектов археологического наследия. Матер. Междисцип. науч. конф. М., 2018. С. 43–48.
5. Горбов С.Н., Безуглова О.С. Специфика органического вещества почв Ростова-на-Дону // Почвоведение. 2014. № 8. С. 953–962.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14080048>
6. Горбов С.Н., Васенев В.И., Минаева Е.Н., Тагивердиев С.С., Скрипников П.Н., Безуглова О.С. Краткосрочная динамика эмиссии CO₂ и содержания углерода в городских почвенных конструкциях степной зоны // Почвоведение. 2023. № 9. С. 1103–1115.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X23600282>
7. Долгих А.В., Александровский А.Л. Почвы и культурный слой Великого Новгорода // Почвоведение. 2010. № 5. С. 515–526.
8. Долгих А.В., Петров М.И., Александровский А.Л. Культурный слой средневекового Новгорода: формирование, преобразование, современный облик // Археология и естественные науки в изучении культурного слоя объектов археологического наследия. Матер. Междисцип. науч. конф. М., 2018. С. 57–63.
9. Еремченко О.З., Шестаков И.Е., Москвина Н.В. Почвы и техногенные поверхностные образования урбанизированных территорий Пермского Прикамья. Пермь, 2016. 252 с.
10. Заварзина А.Г., Данченко Н.Н., Демин В.В., Артемьевая З.И., Когут Б.М. Гуминовые вещества – гипотезы и реальность (обзор) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1449–1480.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21120169>
11. Зазовская Э.П. Палеоурбанизмы раннесредневековых предгородских центров: генезис и устойчивость. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2013. 23 с.
12. Звягинцев Д.Г. Биологическая активность почв и шкалы для оценки некоторых ее показателей // Почвоведение. 1978. № 6. С. 48–54.
13. Казеев К.Ш., Колесников С.И., Вальков В.Ф. Биология почв Юга России. Ростов н/Д: Изд-во ЦВВР, 2004. 350 с.
14. Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Удальцов С.Н., Чернышева Е.В., Борисов А.В. Механизмы и временной фактор функционирования ферментативной организации палеопочв // Биофизика. 2017. Т. 62. № 6. С. 1235–1244.
15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
16. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 315 с.
17. Корчагин П.А. Губернская столица Пермь. Пермь: Кн. мир, 2006. 318 с.
18. Кунгуровцев А.Я. Особенности формирования гумусного состояния почв на примере археологических памятников лесостепной зоны Южного Урала. Дис. ... канд. геогр. наук. Уфа, 2022. 171 с.
19. Минеев В.Г. Практикум по агрохимии. М.: Изд-во МГУ, 2001. 689 с.
20. Можарова Н.В., Кулакова С.А., Лебедь-Шарлевич Я.И. Образование, поглощение, эмиссия парниковых газов городскими почвами и ТПО на(над) техногенно-рекрементогенных и природных отложениях Москвы и ближайшего Подмосковья // Почвоведение – продовольственной и экологической безопасности страны. Тез. докл. VII съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Всерос. с междунар. участием научн. конф. Белгород, 15–22 августа 2016 года. Белгород, 2016. Т. 1. С. 304–305.
21. Москвина Н.В., Шестаков И.Е., Митракова Н.В. Органическое вещество почв и техногенных поверхностных образований селитебных районов г. Перми // АгроЭкоИнфо: Электронный научно-производственный журнал. 2021. № 5.
http://agroecoinfo.ru/STATYI/2021/5/st_527.pdf
22. Москвина Н.В. Урбостратоземы жилых многоэтажных районов г. Перми: формирование, трансформация и оценка экологического состояния // АгроЭкоИнфо. 2022. № 3(51).
<https://doi.org/10.51419/202123310>
23. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Розанова М.С. Дополнительные показатели гумусного состояния почв и их генетических горизонтов // Почвоведение. 2004. № 8. С. 918–924.
24. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 258 с.
25. Попутников В.О. Тенденции антропогенной трансформации автоморфных почв территорий

- городских парков и прилегающих жилых кварталов. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2011. 28 с.
26. Потапова А.В., Гак Е.И., Каширская Н.Н., Борисов А.В. Биологический и минеральный фосфор в культурных слоях поселения среднедонской катакомбной культуры Ксизово-1 // Археология и естественные науки в изучении культурного слоя объектов археологического наследия Матер. Междисцип. науч. конф. М., 2018. С. 139–145.
27. Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С., Бахматова К.А., Гольева А.А., Горбов С.Н., Жарикова Е.А., Матинян Н.Н., Наквасина Е.Н., Сивцева Н.Е. Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14100104>
28. Прокофьева Т.В., Герасимова М.И. Городские почвы: диагностика и классификационное определение по материалам научной экскурсии конференции SUITMA-9 по Москве // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1057–1070.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18090095>
29. Прокофьева Т.В., Розанова М.С., Попутников В.О. Некоторые особенности органического вещества почв на территориях парков и прилегающих жилых кварталов Москвы // Почвоведение. 2013. № 3. С. 302–314.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13030076>
30. Розанова М.С., Прокофьева Т.В., Лысак Л.В., Рахлеева А.А. Органическое вещество почв Ботанического сада МГУ им. М.В. Ломоносова на Ленинских горах // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1079–1092.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X16090124>
31. Рюмин А.Г., Таропкина М.А., Чуков С.Н. Гумусовые вещества в погребенных почвах: эволюция, структура, свойства // Почвоведение – продовольственной и экологической безопасности страны. Тез. докл. VII съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Всероссийской с международным участием научной конференции. Белгород, 15–22 августа 2016 года. Белгород, 2016. Т. 1. С. 55–56.
32. Химический анализ почв. СПб.: Изд-во СПб. Ун-та. 1995. 264 с.
33. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Диагностические горизонты в классификации почв России: версия 2021 г. // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21080098>
34. Чернышева Е.В. Влияние древнего антропогенного воздействия на биологическую активность почв Кисловодской котловины. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Воронеж, 2015. 24 с.
35. Шестаков И.Е., Еремченко О.З., Филькин Т.Г. Картографирование почвенного покрова городских территорий на примере г. Перми // Почвоведение. 2014. № 1. С. 12–21.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14010109>
36. Alexandrovskaya E.I., Alexandrovskiy A.L. History of the cultural layer in Moscow and accumulation of anthropogenic substances in it // Catena. 2000. V. 41(1). P. 249–259.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00107-7](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00107-7)
37. Dick R.P., Sandor J.A., Eash N.S. Soil enzyme activities after 1500 years of terrace agriculture in the Colca Valley, Peru // Agriculture, Ecosystems and Environment. 1994. V. 50(2). P. 123–131.
[https://doi.org/10.1016/0167-8809\(94\)90131-7](https://doi.org/10.1016/0167-8809(94)90131-7)
38. Eremchenko O.Z., Mitrakova N.V., Moskvina N.V. Phytotesting of the soils of urban pedocomplexes in residential areas of Perm, Russia // Appl. Ecol. Environ. Res. 2019. V. 17(2). P. 3179–3197.
https://doi.org/10.15666/aeer/1702_31793197
39. Groffman P.M., C.O. Williams, R.V. Pouyat, L.E. Band, I.D. Yesilonis. Nitrateleaching and nitrous oxide flux in urban forests and grasslands // J. Environ. Qual. 2009. V. 38. P. 1848–1860.
<https://doi.org/10.2134/jeq2008.0521>
40. Hulisz P., Charzyński P., Greinert A. Urban soil resources of medium-sized cities in Poland: a comparative case study of Toruń and ZielonaGóra // Journal of Soils and Sediments. 2018. V. 18(2). P. 358–372.
<https://doi.org/10.1007/s11368-016-1596-x>
41. Huot H., Faure P., Biache C., Lorgeoux C., Simonnot M.-O., Morel J.L. A Technosol as archives of organic matter related to past industrial activities // Sci. Total Environ. 2014. V. 487. P. 389–398.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.04.047>
42. Huot H., Simonnot M.-O., Morel J.L. Pedogenetic trends in soils formed in technogenic parent materials // Soil Sci. 2015. V. 180(4/5). P. 182–192.
<https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000135>
43. IUSS Working Group WRB. (2014) World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
44. Markiewicz M., Bednarek R., Jankowski M., Świdnicki M. ‘Paleotechnosols’ of ancient settlements in Grodno and Kałdus // Technogenic soils of Poland. Toruń: Polish Society of Soil Science, 2013. P. 111–122.
45. Nayak N., Mehrotra R., Mehrotra S. Carbon biosequestration strategies: a review // Carbon Capture Sci. Technol. 2022. V. 4. P. 100065.
<https://doi.org/10.1016/j.ccst.2022.100065>
46. Nehls T., Shaw R.K. Black carbon in soils: Relevance, analysis, distribution. Soil Survey Horizons. 2010. V. 51. P. 79–84.
<https://doi.org/10.2136/sh2010.3.0079>

Features of Organogenic Horizons of Modern and Buried Soils of Residential Areas of the Perm City

N. V. Moskvina^{1,*}

¹*Perm State University, Perm, 614000 Russia*

*e-mail: nymoskvina@mail.ru

The history of the city is reflected in the memory of modern and buried soils, especially their organogenic horizons, since it is the surface horizons that are most strongly affected by anthropogenic impacts. Similarities and differences in morphology and properties of modern and buried organogenic horizons have been established in the soils of residential areas of Perm. They are conditioned by the functional role of the soil cover in residential areas, type of construction, use of certain building materials. The differences are manifested in the presence and composition of inclusions, the content of organic carbon, carbonates, mobile phosphates, pH level. In buried organogenic horizons, the intensity of soil respiration and invertase activity decreases; at the same time, urease activity is relatively high in them. Additional application of organic matter to urban soils leads to an increase in the content of humic acids in organogenic horizons and an increase in the degree of humification of organic matter to a high level; in soils without organic matter application, the features of zonal humification with a low and medium degree of humification are reproduced. The anthropogenic contribution to the carbon cycle has increased with the widespread use of peat for reclamation and carbonate building materials.

Keywords: urban soils, enzyme activity, organic matter, Urbic Technosols

ВЛИЯНИЕ МАССИВНОГО ПОЛЕЗАЩИТНОГО ЛЕСОНАСАЖДЕНИЯ НА СОДЕРЖАНИЕ И ЗАПАСЫ ГУМУСА В ЧЕРНОЗЕМАХ

© 2024 г. Б.Ф. Апарин^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0001-6012-0168>),
Е.Ю. Сухачёва^a, М.К. Захарова^a, Е.В. Мингареева^a, А.В. Кошелев^b

^aЦентральный музей почвоведения им. В.В. Докучаева – филиал Федерального исследовательского центра
Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Биржевой пр-д, 6, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bФедеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения РАН,
пр-т Университетский, 97, Волгоград, 400062 Россия

*e-mail: soilmuseum@bk.ru

Поступила в редакцию 25.04.2024 г.

После доработки 09.07.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

Исследование изменения содержания гумуса в агрочерноземах (Haplic Chernozem (Clayic, Pachic)) под влиянием полезащитного дубово-кленового лесонасаждения проводили на полигоне почвенно-экологического мониторинга Волгоградской области. Полигон расположен в Козловском лесном массиве, созданном в 1896 г. на пахотных землях. Влияние лесонасаждений на изменение гумусового состояния агрочерноземов рассматривали в следующих аспектах: пространственно-временная изменчивость свойств почв и содержания гумуса, содержание и запасы гумуса в пахотных и лесных почвах, изменение почв под влиянием старо- и средневозрастного лесонасаждения. Пространственную изменчивость почв исследовали на двух трансектах, пересекающих лесонасаждение и включающих примыкающие сельскохозяйственные угодья. Для анализа средне и долгосрочной изменчивости содержания гумуса применяли метод ретроспективного мониторинга. Данные по динамике содержания гумуса за 125 лет получены на основании сравнения с погребенной почвой и материалами стационарных исследований 1950-х гг. коллектива сотрудников Почвенного института им. В.В. Докучаева. Проведены сопряженные исследования типоморфных показателей почв под лесонасаждением и сельскохозяйственными угодьями. Они включали определение содержания и запасов гумуса, гранулометрического и агрегатного составов, плотности сложения, реакции почвенного раствора, содержания легкорастворимых солей и карбонатов кальция. Установлены особенности пространственно-временной изменчивости содержания и запасов гумуса в черноземах (Haplic Chernozem (Clayic, Pachic)) под разными угодьями.

Ключевые слова: пространственно-временная изменчивость почв, ретроспективный мониторинг, погребенная почва, таксация лесонасаждения, гумусовый профиль

DOI: 10.31857/S0032180X24120087, **EDN:** JCUPMO

ВВЕДЕНИЕ

В современной истории степной зоны за последние 200 лет можно выделить два периода антропогенного воздействия кардинальным образом изменивших состояние экосистем. Первый связан с практически сплошной распашкой черноземов водораздельных территорий, к концу XIX в. значительно превысившей экологический оптимум. Коэффициент земледельческого использования черноземов, равный отношению обрабатываемой от общей площади почв, составил 0.7–0.85 долей [40].

Последствия этого были для земледелия России катастрофическими [15]. Второй период – середина XX в., связан с реализацией государственного “Плана преобразования природы” [32], который включал создание плотин, оросительных систем, посадку полезащитных лесонасаждений (**ЛН**). Масштаб воздействия на природу был соизмерим с зональными ландшафтообразующими процессами. К 1951 г. площадь лесопосадок превысила 3 млн га. В настоящее время лесонасаждения достигли спелого возраста и, следовательно, теоретической

эффективности, предусматриваемой при их проектировании. На огромных просторах степной зоны был создан новый природно-антропогенный экологический каркас. Можно предположить, что устойчивое земледелие при высокой урожайности зерновых культур, сложившееся в настоящее время в степной зоне, является результатом реализации Докучаевской программы оздоровления сельского хозяйства России [15, 28, 29].

Естественно, что проблемы оценки эффективности выживаемости и долговечности ЛН, их влияния на черноземы, сформировавшиеся под степным фитоценозом, давно привлекают внимание исследователей. Различные аспекты результатов исследований этих проблем рассмотрены в публикациях обзорного характера. В них показано, что, несмотря на большое число работ, по многим вопросам нет однозначных выводов по оценке влияния лесонасаждений на черноземы. Это касается и актуальной проблемы – оценки вклада ЛН в баланс углерода в агроэкосистемах степной зоны. Причины этого, на наш взгляд, кроются в отсутствии систематических исследований и комплексности в изучении вопроса. Исследования проводились преимущественно в 2–3 регионах в ЛН ленточного типа [20, 21, 30, 45].

Цель работы – оценить влияние массивного полезащитного лесонасаждения разного возраста на содержание гумуса в черноземах под разными угодьями.

В статье представлена часть результатов исследований, проводимых Центральным музеем почвоведения имени В.В. Докучаева, в рамках почвенно-экологического мониторинга на полигонах Волгоградской области [5, 9, 37, 41].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являются почвы Козловского лесного массива, расположенного в Волгоградской области на юго-западном склоне Приволжской возвышенности, на водораздельном пространстве между реками Щелкан и Вязовка – левыми притоками р. Терсы, впадающей в р. Медведицу (рис. S1).

Лесной массив из дуба и клена был создан по типу широких полос Н.К. Генко с целью ограждения сельскохозяйственных земель от влияния суховеев. Посадка произведена в 1896 г. на пахотных землях, в 2 км на юг от села Козловка. Ширина ЛН составляла 600 м, длина – 7 км, площадь – 384 га.

В 1949 г. с целью изучения условий произрастания древесных насаждений при полезащитном лесоразведении на обычновенных [23] (текстурно-карбонатных [22]) черноземах был создан стационар “Белые пруды” АН СССР [42, 43]. В Козловском лесном массиве (полигоне стационара)

сотрудниками Почвенного института им. В.В. Докучаева был заложен экологический профиль – трансекта 1, пересекающая семенное 55-летнее насаждение квартала 161 в меридиональном направлении (рис. S2). Трансекта включала прилегающие к ЛН с севера и юга сельскохозяйственные поля. В 1949–1952 гг. здесь были проведены сопряженные исследования водно-солевого режима почв сельскохозяйственных угодий и лесонасаждения, их агрегатного состава, плотности сложения, содержания карбонатов, гумуса и его запасов, а также корневых систем растений [10, 42, 43].

На основе этих материалов в 2009–2010 гг. сотрудники Центрального музея почвоведения им. В.В. Докучаева начали работы по почвенно-экологическому мониторингу [7, 13]. В границах пробных площадей (ПП) трансекты 1, в 3–4 м от разрезов Афанасьевой [42] в 2021–2022 гг. для учета пространственной вариабельности свойств почв были заложены опорные разрезы с 3–4 прикопками. В 2022 г. с целью изучения неоднородности почвенно-растительного покрова, в 800 м западнее трансекты 1 (рис. 1А), был проложен однотипный первому почвенно-экологический профиль – трансекта 2 (рис. 1Б). В качестве аналога пахотной почвы, на момент посадки леса, была использована погребенная почва, обнаруженная у южного края ЛН (разрез 9.22 трансекта 1).

Разрезы трансект характеризуют почвы водораздельных агроландшафтов Южнорусской провинции степной зоны: агрочерноземы текстурно-карбонатные (*Haplic Chernozem (Clayic, Pachic)*) [50]) – сельскохозяйственные угодья (далее – пахотные почвы), агрочернозем погребенный (далее – погребенная почва), черноземы текстурно-карбонатные

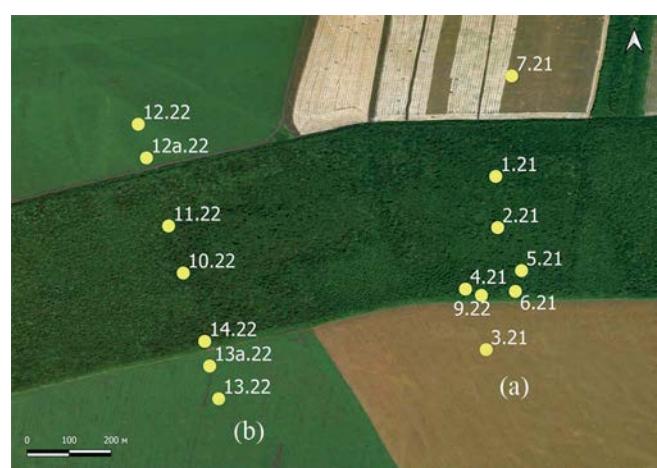


Рис. 1. Положение опорных разрезов трансекта 1 (а) и 2 (б) на космическом снимке: пахотные почвы – разрезы 7.21, 3.21, 12.22, 12a.22, 13a.22, 13.22; лесные почвы – разрезы 1.21, 2.21, 4.21, 5.21, 6.21, 11.22, 10.22, 14.22; погребенная почва – разрез 9.22.

постагрекенные – лесонасаждение (далее – лесные почвы).

Во всех разрезах отобрали образцы по 10-санитметровым слоям до глубины 1.5 м, и выборочно – послойно до 4 м.

Аналитическое исследование образцов почв проводили согласно следующим методикам: гранулометрический состав методом пипетки Н.А. Качинского в ускоренном варианте Почвенного института им. В.В. Докучаева [39]; агрегатный состав методом сухого и мокрого просеивания по Н.И. Саввинову в модификации кафедры почвоведения СПбГУ [1, 39], реакция почвенного раствора – потенциометрическим методом по [12], содержание легкорастворимых солей – методом водной вытяжки [1, 12], содержание карбонатов по методу Ф.И. Козловского [1], плотность сложения – методом режущих цилиндров [39].

Содержание углерода органических соединений ($C_{опт}$) определяли методом И.В. Тюрина [12] с последующим пересчетом на гумус. Выбор данного метода обусловлен необходимостью корректного сравнения полученных результатов с результатами предшествующих работ [10, 42].

Таксационную характеристику лесонасаждений проводили по общепринятым в лесной таксации методикам [3, 17, 33].

Статистическую обработку данных проводили по [14].

В основу исследований положены представления о взаимосвязи типоморфных показателей почв, находящихся в климаксном состоянии, и об их отклонении, как индикаторов изменения факторов почвообразования (климата и растительности). За типоморфные признаки приняты: морфогенетические, физические и химические профили почв, сформировавшиеся в течение длительного процесса развития почвы при постоянной климатической норме почвообразования и зональном типе растительности [8]. В понятие типоморфных профилей почв включается характеристика послойного (погоризонтного) изменения показателей и тип их изменчивости, в совокупности, определяющие морфогенетический образ почвы. Гумусовый профиль (ГП) почвы, как интегральный типоморфный признак, характеризуется содержанием гумуса, характером его распределения в профиле почвы, мощностью профиля и запасами гумуса. За нижнюю границу ГП принято содержание гумуса, равное 2% [11, 35, 36, 42].

Для оценки временной изменчивости содержания гумуса применен метод ретроспективного мониторинга [38, 44] использованный авторами для анализа средне- и долгосрочных изменений почв под влиянием разных факторов [4, 34].

На основе материалов сравнительных исследований почв полигонов почвенно-экологического мониторинга Волгоградской области разработана типология гумусовых профилей черноземов под разными угодьями. Типы гумусовых профилей выделяются по трем показателям: количество гумуса в слое 0–20 см, характер изменения содержания гумуса по профилю почвы, глубина ГП. Приняты следующие градации показателей ГП: по характеру распределения содержания гумуса в профиле – равномерный (Р), убывающий (У), прогрессивно-убывающий (Уп); по содержанию гумуса в слое 0–20 см: малогумусный (до 5%) (Гм), среднегумусный (5–8%) (Гс), высокогумусный (>8%) (Гв); по глубине ГП: мелкий (до 50 см) (Пм), средний (50–80 см) (Пс), глубокий (>80 см) (Пг).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние лесонасаждений на изменение гумусового состояния агроочерноземов рассматривали в следующих аспектах: а) пространственная изменчивость свойств почв и содержания гумуса в массивном ЛН; б) содержание и запасы гумуса в пахотных и лесных почвах; в) изменение черноземов под влиянием ЛН разного возраста.

Пространственная изменчивость чернозема в массивном лесонасаждении. Согласно [2, 6, 16, 19, 24–27], лесонасаждения оказывают разнообразное прямое и косвенное влияние на гумусовое состояние агроочерноземов. Оно состоит в закреплении $C_{опт}$ в наземной биомассе и корневой системе древостоев с изъятием из активного оборота на продолжительное время; перекачке $C_{опт}$ в глубокие слои почвы и подпочвы, и консервации там, в форме гумуса, благодаря глубоко проникающей корневой системе деревьев; стабилизации гумусового состояния почв, благодаря особому микроклимату под пологом леса; формировании характерного химического и физического профилей почв.

Материалов исследований пространственной неоднородности свойств почв и их гумусового состояния под ЛН мало. Как правило, сравниваются почвы центральной и опушечной частей узких лесополос [46, 48, 49]. Это затрудняет экстраполяцию точечных данных о содержании гумуса на площадь всего ЛН. Особенно это касается массивных ЛН, для которых имеются лишь фрагментарные сведения о содержании гумуса.

Исходя из материалов исследований почв лесополос, теоретически можно предположить, что пространственная изменчивость гумусного состояния почв Козловского лесного массива связана с исходной неоднородностью почвенного покрова, со структурой ЛН и его возрастом, влиянием ЛН на водный режим почв [10]. Исследования пространственной вариабельности почв на территории лесного массива были проведены по трансектам 1

и 2. Территория исследований характеризуется одним генетическим типом почвообразующих пород, выравненностью рельефа, одной климатической нормой почвообразования в период роста и развития ЛН, хорошей дренированностью, глубоким уровнем залегания грунтовых вод, отсутствием засоления почвенно-грунтовой толщи и однотипном характере антропогенного воздействия на почвы. Однаковые значения перечисленных факторов почвообразования дают основания к предположению об исходно однородном характере почвенно-грунтового покрова, и возможности связать современные свойства почв и их изменения с влиянием искусственно созданного лесонасаждения.

Первые данные о гумусовом состоянии почв Козловского лесного массива были получены Афанасьевой с соавт. [10, 42] в результате стационарных исследований в 1950–1952 гг. на полигоне по трансекте 1 (рис. С3). Они включали сопряженное изучение ЛН 55-летнего возраста, водного режима и физико-химических свойств почв, гумусовых и карбонатных профилей в опушечной и центральной частях массива, а также на прилегающих к лесу сельскохозяйственных угодий.

За период со времени посадки ЛН (1896 г.) метеоусловия были в пределах климатической нормы почвообразования и характеризовались следующими параметрами: температура воздуха – 5.2°C, сумма осадков – 393 мм; средняя испаряемость за теплый период около 792 мм; коэффициент увлажнения в мае–августе от 0.32 до 0.23. Уровень грунтовых вод за период наблюдения был ниже 10 м [10].

По данным таксации, проведенной Афанасьевой [42] на пробных площадях трансекты 1, массив представлял собой в основном порослевые насаждения III класса бонитета. Древесный полог состоял из клена остролистного с примесью дуба черешчатого и единичных экземпляров вяза. Деревья в возрасте 50–56 лет были высотой 12–15 м при среднем диаметре 15–20 см. Под пологом леса хорошо развито порослевое и семенное возобновление, причем порослевые экземпляры дуба и клена остролистного образовали выраженный ярус на высоте 2–4 м. Вероятно, в военное время дуб и вяз были в значительном количестве вырублены. Общая сомкнутость крон древесного полога составляла 0.6–0.8. На 1 га приходилось около 1000–1200 стволов. Опушечная часть у южной границы насаждения отличалась от его центра. Она была образована вязом с примесью береста, занимающего пространство шириной в 12 м между первым рядом крупных деревьев (дуб, клен, вяз) и лохом узколистным по внешнему краю. Если общее покрытие травяным покровом, в целом, не превышало 1%, то в пределах опушечной полосы, он был хорошо развит и представлен луговыми и опушечными растениями с общим проективным покрытием от 20 до 50(70)% [42].

Сравнительное исследование распределения массы тонких корней (менее 2 мм) в опушечной и центральной частях массива не выявило между ними существенных различий. Около 40% тонких корней были сосредоточены в слое 0–50 см, причем 25% – в верхнем слое (0–10 см). В то же время, общая масса корней в слое 0–400 см в опушечной части была в три раза больше, чем в центре массива. Более 50% всей массы корней деревьев было сосредоточено в слое 0–50 см. В верхней части породы (200–400 см) содержалось около 17% общего количества корней деревьев. Масса корней здесь составляла 200–250 г/м³. Благодаря глубокой корневой системе ЛН верхняя часть почвообразующей породы вовлекается в активный годичный биологический круговорот [42]. В этом и заключается существенное различие в поступлении C_{орг} соединений в почву лесонасаждений от пахотных и целинных почв. Таким образом, в ЛН 55-летнего возраста, пространственная неоднородность по трансекте проявлялась, главным образом, в различной массе корней древесных растений в границах гумусового горизонта почв и степени покрытия напочвенным растительным покровом.

Наблюдения Е.А. Афанасьевой за влагозапасами в течение 4 лет показали, что в почвах под массивом ЛН преобладал непромывной тип водного режима. Горизонт иссушения под лесом был в 2–3 раза мощнее, чем в почве прилегающих сельскохозяйственных угодий. В опушечной части массива, дополнительное увлажнение, связанное с накоплением снега на наветренной южной стороне, сказалось на более поздних сроках потери листвы деревьями. Очевидно, что в центре леса количество влаги, поступающей в почву, было меньше, чем на опушках, что недостаточно для нормального функционирования древостоя [42].

По материалам [42] была оценена пространственная неоднородность содержания гумуса в почвах (6 разрезов) в ЛН 55-летнего возраста по трансекте 1. В почве центральной части ЛН, по сравнению с опушками, содержание гумуса больше по всему профилю (рис. 2). До глубины 50 см, больше гумуса содержится в почве северной опушки ЛН, по сравнению с южной, а в толще 50–100 см – картина обратная, в почве южной опушки гумуса больше. Максимальный разброс в содержании гумуса (до 2%) внутри массива наблюдается в слое 0–50 см. Мощность ГП максимальна в центральной части ЛН и минимальна – в северной. Под разными частями ЛН для почв характерны разные подтипы убывающего гумусового профиля. Для северной части – среднегумусный среднеглубокий, для южной части – среднегумусный глубокий, для центральной – высокогумусный глубокий.

О современном состоянии ЛН дают представление материалы таксации пробных

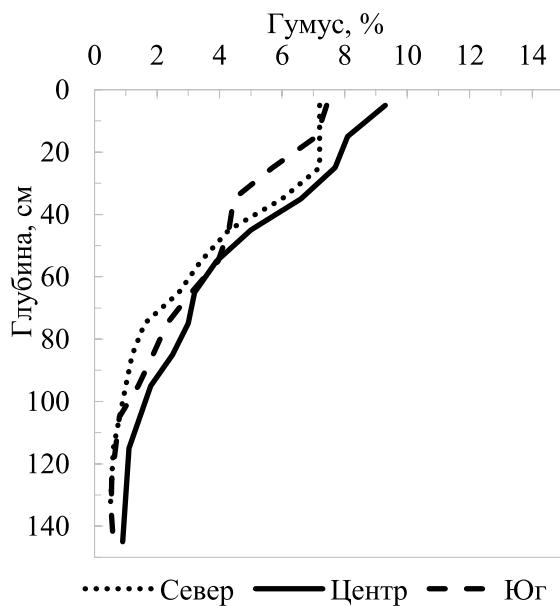


Рис. 2. Гумусовые профили почв трансекты 1 под 55-летним лесонасаждением, 1950 г.

площадей на трансектах 1 и 2 (табл. 1). На каждой трансекте было заложено по три ПП 50×50 м (0.25 га), которые располагались в северной, центральной и южной частях насаждения, в местах нахождения базовых почвенных разрезов.

На момент исследования (2022 г.) насаждение представлено кленом остролистным (*Acer platanoides*), дубом черешчатым (*Quercus robur*), ясенем обыкновенным (*Fraxinus excelsior*). Сомкнутость основного яруса на всех ПП составляет 70–80%. Повсеместно сформирована лесная подстилка мощностью 2–4 см, встречаются куртины ландыша. На каждой ПП трансекты 1 и ПП центральной части трансекты 2 встречено до 10% сухостойных и поваленных деревьев. В северной и центральной частях ЛН обеих трансект отмечены обильные всходы клена и ясения (2 трансекта) и ясения (трансекта 1) высотой 2–5 см. Естественное возобновление растительности и разрастание лесонасаждения в его опушечной части свидетельствуют о его жизнеспособности.

По данным таксации не выявлено хорошо выраженных особенностей в составе центральной и опушечных частей ЛН. Имеющиеся различия в составе древостоя трансект унаследованы, вероятно, со времен создания ЛН. Кроме того, трансекта 2 находится вне квартала 161, в котором, по данным таксации 1950 г. сохранилось семенное ЛН.

Сравнение материалов таксаций ЛН двух сроков (1950 и 2022 гг.) выявило, что за 70 лет произошли следующие изменения в лесонасаждении: произошло разрастание ЛН в опушечных частях; возросла доля клена и уменьшилась доля участия дуба в 1 ярусе ЛН по всей трансекте; высота деревьев

Таблица 1. Таксационная характеристика лесонасаждения по трансектам

ПП	Состав древостоя	Бонитет	Густота, шт./га	H_{cp} , м	D_{cp} , см	Подрост
				клен/ясень/дуб		
Трансекта 1						
Север	9Кл1Дч	IV	600	22/-/32	29/-/44	Клен, 5000 шт./га H_{cp} 3–4 м, D_{cp} 1–2 см
Центр	10Кл+Дч	IV	650	20/-/26	31/-/36	Клен, ясень и вяз (фрагментарно), 8000 шт./га H_{cp} 4–6 м, D_{cp} 1–3 см
Юг	10Кл+Дч	IV	425	24/-/26	31/-/36	Клен и ясень, 10000 шт./га H_{cp} 4–6 м, D_{cp} 1–3 см
Трансекта 2						
Север	5Кл3Дч2Яо	IV	700	21/26/21	23/24/23	Клен, ясень, 8000 шт./га H_{cp} 6–8 м, D_{cp} 3–5 см
Центр	4Кл3Яо3Дч	IV	700	20/26/21	20/26/23	Клен и ясень, крайне редко – дуб, 9000 шт./га H_{cp} 5–7 м, D_{cp} 3–5 см
Юг	5Кл4Яо1Дч	IV	592	19/27/22	19/31/24	Клен, ясень, вяз, 8000 шт./га H_{cp} 4–6 м, D_{cp} 1–3 см

Примечание. ПП – пробная площадь; H_{cp} – средняя высота деревьев; D_{cp} – средний диаметр деревьев; Кл – клен остролистный, Яо – ясень обыкновенный, Дч – дуб черешчатый.

увеличились от 12–15 м до 22–27 м, а диаметр – от 15–20 см до 30–40 см; возросла от 60–80 до 70–80% сомкнутость крон основного яруса; уменьшились различия в ЛН центральной и опушечных частей ЛН; бонитет снизился с III на IV класс; почти в 2 раза, снизилась общая густота деревьев (от 1000–1200 до 425–650 стволов на га), это связано с наличием сухостойных и поваленных деревьев и отсутствием ухода за ЛН.

Материалы таксации показали, что 125-летнее ЛН сохраняет свою жизнеспособность и обладает высокой устойчивостью. Это свидетельствует о благоприятных лесорастительных условиях место-произрастания, в обеспечение которых, при постоянстве других факторов почвообразования, почве принадлежит главная роль.

Для характеристики почв и их пространственной изменчивости под 125-летним ЛН было проанализировано строение и свойства почв на трансектах 1 и 2 – в центральной и опушечных частях (всего 8 разрезов и 9 прикопок).

Почвенный покров обеих трансект сформирован на одном литологическом типе почвообразующих пород – покровные лессовидные глины. Гранулометрический состав профилей имеет характерные особенности. По содержанию фракций менее 0.01 мм почвенные профили можно разделить на две части: верхнюю (0–50 см) – суглинисто-глинистую дифференцированную, и нижнюю (50–160 см) – глинистую, мало меняющуюся. В верхней части профиля содержание фракции последовательно уменьшается снизу-вверх, с минимальными значениями в слое 0–10 см (рис. S4). Максимальный градиент в содержании фракции <0.01 мм наблюдается между слоями 0–10 и 10–20 см. Почвы второй трансекты выделяются более легким гранулометрическим составом. Очевидно, что такие особенности профильной дифференциации ГС почв трансекты сформировались до создания ЛН и, вероятно, унаследованы от материнской породы.

Независимо от различий в ГС строение профилей почв разных трансект практически не отличается. Морфогенетический профиль (формула (1)) сохраняет признаки, характерные для естественных черноземов текстурно-карбонатных по [22] (южных по [23]) [11, 31, 35, 47].

$$\begin{array}{c}
 \text{O} \quad \text{AU}_1 \\
 \hline
 0\text{--}3(4) \text{ см} \quad 3\text{--}8(13) \text{ см} \\
 \hline
 \text{AU}_2 \quad \text{AB}_{\text{Ca}} \\
 \hline
 8(13)\text{--}45(60) \text{ см} \quad 45(60)\text{--}70(90) \text{ см} \\
 \hline
 \text{CAT} \quad \text{Cca} \\
 \hline
 70(90)\text{--}150(180) \text{ см} \quad \text{с} 150(180) \text{ см}
 \end{array} \quad (1)$$

Почва – чернозем текстурно-карбонатный постагрегенный.

Отличительными морфологическими признаками почв под ЛН являются: а) наличие органогенного горизонта, состоящего из листвы и веток, нижняя часть которого покрыта белым грибным мицелием; б) хорошо выраженная зернистая и крупнозернистая структура горизонта AU. Свидетельство степного происхождения исследованных почв – следы зоогенной переработки почв крупными обитателями.

В почвах центральной части ЛН трансекты 1 и всех почвах трансекты 2 глубина вскипания от 10%-ного раствора HCl равна 70 см. На северной и южной опушках трансекты 1 она повышается до 50 см. Карбонатные новообразования представлены, в основном, карбонатным мицелием или налетом. Белоглазка появляется на глубине от 80 до 140 см. Значимых различий в морфологическом строении и свойствах почв в центральной и опушечных частях обеих трансект не выявлено.

Пространственно-временная изменчивость гумусового профиля, рассматривается в генетической связи с другими типоморфными характеристиками почв. Верхние слои (до 20 см) отличаются рыхлым сложением, что характерно для почв под ЛН. Характер изменения плотности сложения с глубиной прогрессивно-возрастающий: с 0.65 в слое 0–5 см до 1.35 г/см³ в слое 60–70 см (с приблизительным шагом в 0.1 г/см³ на каждые 10 см). По данным сухого просеивания образцов (3 разреза и 8 прикопок) в агрегатном составе преобладают фракции размерностью 3–1, 5–3, 7–5 и >10 мм (табл. S1). Доля остальных фракций не превышает 25%. Для двух пар агрегатов размерностью >10, 3–1 и 3–1, 5–3 мм характерна асимметричность в распределении по профилю: при увеличении содержания одной фракции, уменьшается содержание второй. Варьирование в содержании фракций происходит в основном до глубины 50 см. В агрегатном составе почв центральной части ЛН преобладают фракции агрегатов 3–1 мм, а в южной опушечной части – 5–3, и 7–5 мм.

Коэффициент структурности ($K_{\text{стР}}$), по данным сухого просеивания, в толще 0–50 см составляет, в среднем, 9.7 ед. и изменяется в диапазоне от 37.5 в верхней части профиля до 0.8 в нижней. В верхнем слое профиля (0–20 см) центральной части ЛН $K_{\text{стР}}$ выше, чем в опушечных частях. Глубже, в отдельных частях ЛН, значения $K_{\text{стР}}$ мало отличаются. В целом, почвы под ЛН характеризуются отличным агрегатным составом.

Представление о химическом профиле почв под массивным ЛН и его пространственной изменчивости дают характеристики кислотно-щелочного, карбонатного, солевого и гумусового состояний.

Реакция среды, по данным анализа образцов из 9 основных разрезов трансект 1 и 2, до глубины 100 см изменяется в диапазоне от слабокислых (5.8)

до сильнощелочных (8.7) значений (рис. S5). Кислотно-щелочные профили имеют характерную S-образную форму, на которой можно выделить три зоны. В первой зоне (0–20(30) см) pH уменьшается с 7.0 до 6.5. Во второй (20(30)–80 см) происходит преимущественно плавное повышение до 8.6 ед. Глубже 80 см выделяется зона слабого варьирования pH.

Кислотно-щелочной профиль почв первой трансекты (средние значения) более дифференцирован, чем профиль почв трансекты 2: первая зона находится в диапазоне более кислых значений, вторая – в более щелочных. Что касается изменения кислотно-щелочного профиля в различных частях ЛН, то можно отметить более контрастный характер профилей центральной части ЛН: первая зона находится в диапазоне более кислых значений, вторая – в более щелочных.

При сравнении почв трансект 1 (р.2.21 центральной части и р.4.21 южной части) было выявлено, что тренд изменения pH с глубины 20 см совпадает с трендом изменения содержания CO_2 карбонатов. В центральной части ЛН граница резкого увеличения содержания CO_2 карбонатов начинается с 70 см, а на южной глубже (с 80 см), причем максимум их содержания (5%) отмечается на глубине 90 и 100 см соответственно, что вероятно связано с дополнительным увлажнением опушечной части ЛН. Незначительное содержание легко растворимых солей в водной вытяжке позволило отнести почвы к незасоленным [18].

Характеристика гумусового состояниядается на основе анализа образцов почв из 12 разрезов и 9 прикопок. Гумусовые профили почв под 125-летним насаждением определяются как прогрессивноубывающие высокогумусные среднепрофильные

(северная часть ЛН) и глубокопрофильные (южная и центральная части ЛН) (рис. 3).

Мощность ГП почв под ЛН изменяется в диапазоне от 60 до 100 см, при среднем значении 76 см. Отличия в мощности ГП наблюдаются как между трансектами, так и в направлении с севера на юг. Минимальный по мощности ГП (60 см) диагностирован в почвах северной опушечной части ЛН трансекты 1, максимальный (100 см) – в почве южной части трансекты 2. На обеих трансектах наблюдается тенденция к увеличению мощности гумусового профиля почв от северной части ЛН к южной.

По содержанию гумуса профили почв центральной и опушечных частей ЛН близки, а характер его распределения – однотипный. Наиболее вариабельные по содержанию гумуса слои 0–5 и 50–60 см. Для ГП почв под ЛН характерно высокое или очень высокое содержание гумуса в толще 0–10 см с его максимумом в слое 0–5 см и резким падением до 10 см. Глубже, содержание гумуса в почвах снижается относительно плавно. Наблюдается общая тенденция увеличения содержания гумуса по глубине почв от северной опушки насаждения к южной. Однако, расчет запасов гумуса в верхней полуметровой толще почв под ЛН показал, что в центральной части запасы гумуса выше, чем на ее опушечных частях, при этом на южной опушке выше, чем на северной.

Установлена значимая обратная корреляционная связь содержания гумуса с pH и содержанием агрегатов >10 и 10–7 мм (табл. S2). Прямая взаимосвязь гумуса проявилась с преобладающими в лесных почвах агрегатами размером 5–3, 3–1 мм и коэффициентом структурности.

Содержание гумуса в пахотных и лесных почвах. Сравнительных исследований гумусового состояния почв пахотных и лесных угодий длительных сроков землепользования очень мало [20, 21, 41]. Вместе с тем, такие исследования в последнее время приобрели особую актуальность, в связи с оценкой запасов углерода в почвах агроландшафтов.

Объектами сравнения являются почвы пахотных (6 разрезов) и лесных угодий (10 разрезов и 8 прикопок) трансект 1 и 2. Пахотные угодья примыкают к лесному массиву с южной – наветренной и северной – подветренной стороной.

Разрезы 12.22 и 13.22, 3.21 и 7.21 расположены на пашнях в 200 м от края леса, вне области прямого влияния ЛН. На трансекте 2 дополнительно было заложено два разреза (разрезы 12а.22, 13а.22) в 50 м от кромки леса в зоне влияния ЛН.

Почвы трансект 1 и 2 имеют общую историю сельскохозяйственного освоения, которая началась в XVIII в. с момента заселения территории. Территория была благоприятна для земледелия вследствие равнинного характера рельефа и

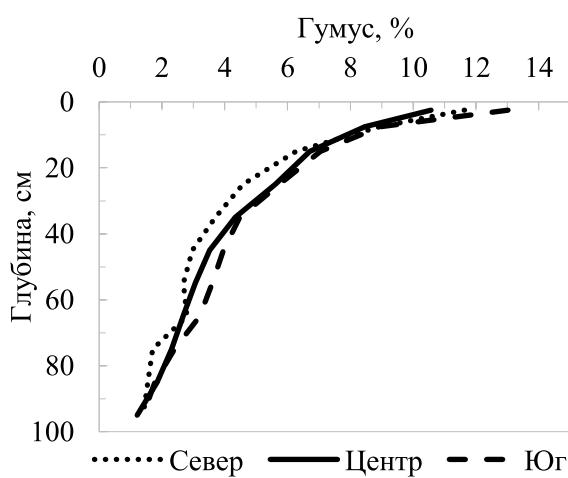


Рис. 3. Среднее содержание гумуса в почвах под лесными насаждениями трансект 1 и 2, 2021 г.

относительно слабой его расчлененности. Глубоко врезанные балки обеспечивали высокую дренированность местности. По данным [10, 42] на участке исследований уровень грунтовых вод в 1950 г. был ниже 10 м, а легкорастворимые соли в почвообразующих породах отсутствовали. Это были важные факторы для размещения полезащитных лесных насаждений и обеспечения их выживаемости и долговечности на пахотных угодьях.

После посадки леса агрочерноземы развивались по двум траекториям: возделывание сельскохозяйственных культур и развитие лесного фитоценоза. Важно отметить, что 125-летний период развития почвы под ЛН практически соответствует продолжительности жизни древостоя одного поколения. Автогенные сукцессии исходного дубового насаждения, выборочные рубки и эндогенная деструкция древостоя не могли оказать существенного влияния на формирование гумусового состояния почв под ЛН.

Почвы сельскохозяйственных угодий, на которых проводились исследования, более 200 лет непрерывно находились под антропогенным воздействием. Для них характерно однотипное морфологическое строение (формула (2)):

$$\begin{aligned} & \frac{PU}{0-10 \text{ см}} - \frac{AU}{10-50(60) \text{ см}} - \\ & - \frac{AB_{Ca}}{50(60)-60(100) \text{ см}} - \frac{BCA_i}{60(100)-100(150) \text{ см}} - \quad (2) \\ & - \frac{Csa}{\text{с} 00(150) \text{ см}}. \end{aligned}$$

Название почвы – агрочернозем текстурно-карбонатный [22].

В верхнем слое 0–5 см почвы, имеют порошко-зернистую структуру. Глубина вскипания варьирует от 30(40) до 60 см. Новообразования в виде белоглазки появляются в почвах трансекты 1 глубже (с 0 150 см), чем трансекты 2 (с 80–100 см). Белоглазка обнаружена только в почвах, расположенных севернее ЛН.

В характере распределения гумуса в профилях пахотных почв трансект 1 и 2 (рис. 4), можно выделить 3 зоны: 0–20 см, 20–90, более 90. Первая зона характеризуется относительно стабильным содержанием гумуса в диапазоне от 4 до 6%. Во второй зоне содержание гумуса в разрезах всех пахотных почв довольно равномерно снижается на 3–3.5%. В третьей – содержание гумуса плавно снижается до минимальных значений. ГП большинства почв имеют S-образную форму. Мощность ГП изменяется от 70 до 90 см за исключением разреза северной пашни трансекты 2 в 50 м от ЛН (50 см).

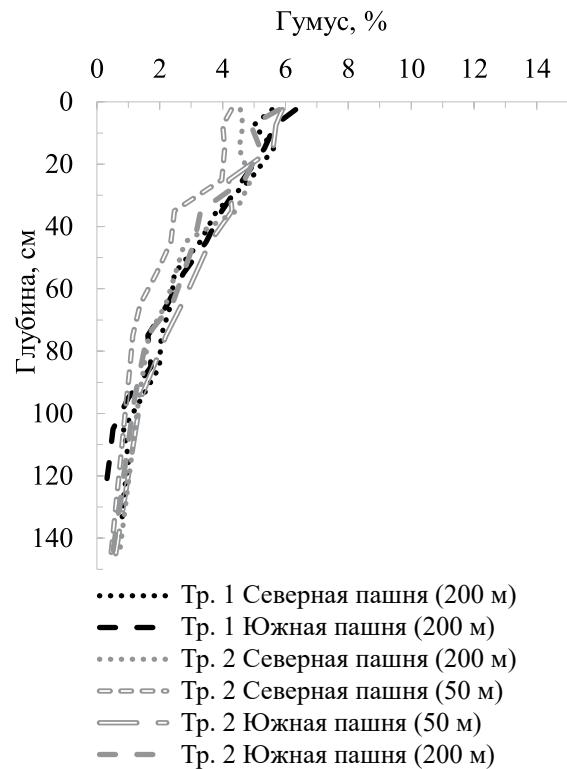


Рис. 4. Содержание гумуса в современных пахотных почвах трансект 1 и 2.

Для пахотных почв характерны следующие типы гумусовых профилей: убывающий среднегумусный глубокопрофильный (все почвы трансекты 1); убывающий среднегумусный среднепрофильный – южные пашни (южные пашни трансекты 2) и убывающий малогумусный среднепрофильный (северные пашни трансекты 2).

Сравнение разрезов пахотных почв и почв под ЛН выявило более высокое содержание гумуса в лесных. Наибольшие различия, почти в 2 раза, в содержании гумуса отмечены в слое 0–10 см. Коеффициент вариации (V_G) изменяется в узком диапазоне и не зависит от типа угодья (табл. 2). Сравнение статистических характеристик (σ и V_G) ГП почв угодий выявило сходства их послойного распределения.

Сравнение средних значений содержания гумуса пахотных почв и почв под ЛН по глубине показало два различных типа ГП (рис. 5). Для пашен – убывающий среднегумусный среднеглубокий, для ЛН – прогрессивноубывающий высокогумусный глубокий.

Установлено, что в почвах трансекты 2, находящихся в 200 м от ЛН, гумуса по всему профилю больше, чем в почвах в 50 м от ЛН (север до 2%, юг до 1%). В почвах южных пашен выше гумусированность верхней части профиля и глубина ГП.

Таблица 2. Содержание гумуса в черноземах под разными угодьями, %

Глубина, см	$M \pm \sigma$	Диапазон	$V\sigma$	$M \pm \sigma$	Диапазон	$V\sigma$
	лесонасаждение, $n = 20$			пашни, $n = 7$		
0–5	11.6 ± 1.9	7.7–14.7	16.4	5.8 ± 0.9	4.3–7.1	15.5
5–10	8.6 ± 1.3	6.4–11.5	14.9	5.4 ± 0.9	4.0–6.7	17.3
10–20	6.6 ± 1.0	4.8–9.0	14.8	5.4 ± 0.8	4.1–6.5	14.5
20–30	5.4 ± 0.8	3.8–7.4	14.5	4.8 ± 0.7	3.9–6.3	15.5
30–40	4.3 ± 0.6	3.3–6.1	14.1	3.8 ± 0.8	2.5–5.0	21.0
40–50	3.6 ± 0.7	2.3–5.8	18.7	3.2 ± 0.6	2.4–4.3	18.1
50–60	3.2 ± 0.6	2.1–5.2	20.0	2.6 ± 0.6	1.7–3.8	24.2

Примечание. n – выборка (количество разрезов трансект 1 и 2); M – среднее содержание гумуса; σ – стандартное отклонение; $V\sigma$ – коэффициент вариации.

Влияние продолжительности непрерывного воздействия лесонасаждений на агрочерноземы. Важным условием объективной оценки степени и характера влияния старовозрастных лесонасаждений на гумусовое состояние почв является знание ее характеристик до начала лесокультурных работ. При отсутствии данных неизбежно возникают две проблемы. Первая заключается в подборе аналогов для сравнения и ретроспективной экстраполяции данных исследований современных пахотных почв на почвы лесонасаждений. Вторая состоит в учете пространственной неоднородности почвенного покрова при использовании аналога. Эти проблемы авторам в значительной степени удалось избежать

благодаря тому, что в границах лесопосадки была обнаружена, погребенная в 1896 г. при закладке канавы, пахотная почва. Она была погребена под почвенной массой, отбрасываемой в сторону планируемой под посадку леса территории. Канавы закладывались вдоль северной и южной опушек ЛН для предотвращения чрезмерного снегонакопления и отвода излишней снежной воды, а также, для ограждения насаждения от скота [42]. Канавы хорошо сохранились до наших дней. Мощность кроющей толщи в настоящее время, составляет от 60 до 90 см. Она выполняет роль экрана от воздействия внешних факторов на погребенную почву (осадков, температуры, биоты и др.). Мы предполагаем, что погребенная почва сохранила основные свойства пахотных почв на период создания лесонасаждения.

Разрез погребенной почвы (разрез 9.22) заложен под пологом древесной растительности на плоской части вала, тянущегося вдоль южной опушки леса. Почва имеет следующее строение (формула (3)). Название почвы – агрочернозем текстурно-карбонатный погребенный [22].

$$\begin{aligned} & \frac{[PU]}{0-30(40) \text{ см}} - \frac{[AU]}{40-85 \text{ см}} - \\ & - \frac{[AB_{Ca}]}{85-97 \text{ см}} - \frac{[CAT]}{97-105 \text{ см}}. \end{aligned} \quad (3)$$

Верхняя часть гумусового горизонта погребенной почвы имеет пылевато-порошистую структуру, а нижняя – зернисто-комковато-ореховатую. В нижней части профиля обнаружены карбонатные новообразования в форме мелких стяжений и пятен, а также слепышами. В переходном горизонте (AB) встречаются глинисто-гумусовые кутаны коричневато-бурого цвета.

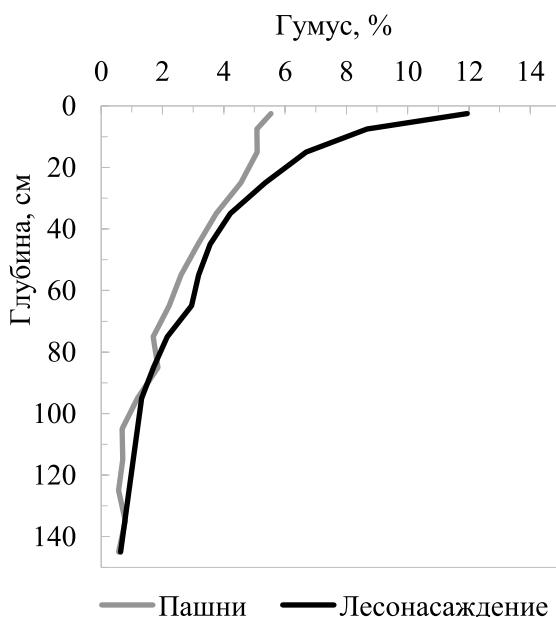


Рис. 5. Гумусовые профили почв пашен и лесонасаждения трансект 1 и 2.

Сравнение погребенной почвы с почвой (разреза 214), описанной Е.А. Афанасьевой в 1950 г. и находящейся в опушечной зоне ЛН на расстоянии 15 м от разреза 9.22 [42], существенных различий в морфологии не выявило.

Профиль погребенной почвы практически не дифференцирован по плотности сложения (1.0–1.1 г/см³). Гранулометрический состав до глубины 50 см – тяжелосуглинистый, ниже – глинистый. По сравнению с лесными почвами погребенная имеет более легкий гранулометрический состав, особенно в слое 0–10 см. Разница в содержании фракции физической глины в нем составляет около 7%. Погребенная почва заметно отличается по агрегатному составу от лесных почв. В поверхностном слое относительно преобладает фракция макроагрегатов (<0.25 мм), количество которой составляет 33%. Здесь также содержится много агрегатов 1–0.5 и 0.5–0.25 мм (суммарно 28%).

Реакция среды всего профиля находится в узком интервале щелочных значений (8.2–8.7).

От современных пахотных почв (разрезы 3.21, 7.21), погребенная отличается более мощным гумусовым горизонтом. Ее гумусовый профиль относится к типу убывающего среднегумусного глубокого (рис. 6). Содержание гумуса изменяется от 7% (в слое 0–10 см) до 2% на глубине 100 см. Характер распределения гумуса в слое 0–20 см унаследован от пахотной почвы.

Сравнение материалов исследований почв под 55- и 125-летним ЛН с погребенной почвой, дает возможность проследить, как изменяется гумусовое состояние почв под ЛН разного возраста. Содержание гумуса возросло в слое 0–30 см на 0.8%

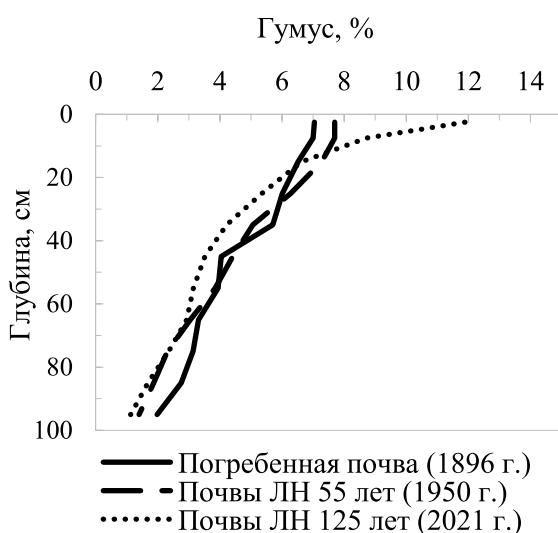


Рис. 6. Гумусовые профили погребенной почвы и почв под лесонасаждением разного возраста трансекты 1.

и уменьшилось на 0.9% в слое 60–100 см, в слое 30–60 см – мало изменилось. Глубина гумусового профиля под 55-летним насаждением уменьшилась на 20 см, от момента посадки, но смены типа гумусового профиля в почве не произошло. За последующие 70 лет развития лесонасаждения произошло значительное увеличение содержания гумуса в слое 0–10 см. Причем, в слое 0–5 см его количество возросло почти на 5%, в сравнении с погребенной почвой. В толще 10–70 см содержание гумуса снизилось на 1%, а глубже, за 70 лет практически не изменилось, так же как глубина ГП. В целом, за 125 лет с момента посадки ЛН произошла смена типа ГП с убывающего, среднегумусного глубокого на прогрессивно-убывающий высокогумусный глубокий. За 125-летний период средняя скорость изменения в содержании гумуса по всему профилю почвы составила 0.01% в год, за исключением слоя 0–5 см, где приращение оказалось выше в 4 раза (0.04% в год).

Запасы гумуса в почвах под разными угодьями и их динамика. Иной характер профильного распределения имеют запасы гумуса, которые были рассчитаны для естественного физического состояния почвы под разными угодьями. Важным показателем этого состояния являются профили плотности сложения. Смена пахотных угодий на лесонасаждение сняла главный антропогенный фактор, влияющий на плотность почвы – механическую обработку и, сопутствующую ей, перестройку агрегатного состава. За 55 лет (с 1896 по 1951 гг.) в ЛН произошло разуплотнение почв (рис. S6A). В то же время в верхних 30 см пахотной, по сравнению с погребенной, плотность сложения увеличилась. За последующие 70 лет (1951–2021 гг.) значения плотности сложения изменились только в почвах под ЛН, где в поверхностном слое (0–5 см), произошла их заметная дифференциация в различных частях ЛН (рис. S6B). При этом характер профиля плотности сложения почв под разными угодьями за 70 лет не изменился. Под ЛН 125 лет плотность сложения почвы с поверхности к глубине 50 см становится больше, под пашней – слабо варьирует. Значительные изменения плотности сложения почв разных угодий прослеживаются лишь до глубины 30 см. Глубже, плотность сложения постепенно увеличивается, достигая максимальных значений в 1.5 г/см³, по данным [42], на глубинах от 70 до 170 см.

Расчет запасов гумуса по слоям в современных почвах выявил однотипную S-образную форму их распределения по глубине, независимо от типа угодья и положения на трансекте (рис. 7). В центральной части ЛН гумус заметно больше на глубинах 0–10 и 20–40 см по сравнению с опушечными частями. В пахотных почвах запасы гумуса в слое 0–10 см по сравнению с почвами ЛН меньше.

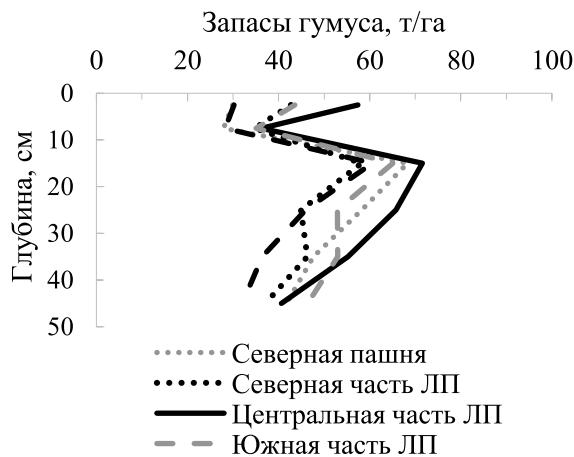


Рис. 7. Профили запасов гумуса в слое 0–50 см в почвах под разными угодьями (трансекта 1, 2021 г.).

Разница в суммарных запасах гумуса в слое 0–50 см пахотных почв севера и юга составляет 41 т/га (табл. 3). В почвах под ЛН первую позицию занимают почвы центральной части (327 т/га), вторую и третью – опушечных частей в последовательности юг (296 т/га) – север (264 т/га).

В целом, средние суммарные запасы гумуса в слое 0–400 см, рассчитанные по данным Афанасьевой на 1950 г. [42] в почвах под пашнями составили 586 т/га, под лесом – 819 т/га. Доля слоя 0–50 см (от общих запасов в толще 0–400 см) составила под лесом – 40%, под пашней – 51%, метрового слоя почвы соответственно, под лесом – 61%, под пашней – 55%.

Динамика запасов гумуса под ЛН различного возраста имеет неоднородный характер. Запасы гумуса в верхнем слое погребенной почвы (0–50 см) составляют 285 т/га. За первые 55 лет произошло

увеличение запасов, в особенности в центральной части массива. В почвах пашен картина следующая: запасы гумуса увеличились на севере, снизились на юге. За последующие 70 лет – повсеместное почти равномерное снижение в среднем на 35 т/га на всех угодьях, за исключением южной части ЛН, где возросло на 4% (12 т/га).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Однаковые значения факторов почвообразования на исследуемой территории (один генетический тип почвообразующих пород, выравненность рельефа, хорошая дренированность) обусловили связь свойств современных почв и их изменения в пространстве и времени, преимущественно, с влиянием искусственно созданного лесонасаждения. Следует отметить, что за исследуемый период (1896–2022 гг.) параметры климата не выходили за пределы климатической нормы гумусово-аккумулятивного типа почвообразования.

Под влиянием массивного ЛН в течение 125 лет изменился тип профильного распределения почвенных характеристик агрочернозема: увеличилось количество агрономически ценных агрегатов; реакция почвенного раствора сместилась от щелочных к слабокислым значениям; возросло содержание гумуса, особенно в слое 0–5 см.

Установлена значимая обратная корреляционная связь содержания гумуса с pH и содержанием агрегатов >10 и 10–7 мм. Прямая взаимосвязь содержания гумуса выявлена с преобладающими в лесных почвах агрегатами размером 5–3, 3–1 мм и коэффициентом структурности.

Пространственная изменчивость почв под массивным лесонасаждением наиболее явно проявилась в содержании гумуса и его распределении по

Таблица 3. Динамика запасов гумуса в черноземах под разными угодьями (трансекта 1)

Показатель (для слоя 0–50 см)	Годы	Угодья				южная пашня*
		северная пашня	лес			
			север	центр	юг	
Запасы гумуса (фактические), т/га	1950	311	301	364	284	266
	2021	274	264	327	296	233
Динамика запасов гумуса, %	1896–1950	+9	+6	+28	0	-7
	1950–2021	-12	-12	-10	+4	-13
	1896–2021	-4	-7	+15	+4	-18
Динамика запасов гумуса, т/га	1950–2021	-37	-37	-37	+12	-33

* На момент исследований Е.А. Афанасьевой в 1950-е годы – 6-летняя залежь, в дальнейшем вовлеченнная в сельскохозяйственное использование.

глубине. Гумусовые профили почв характеризуются как прогрессивноубывающие высокогумусные средепрофильные (север ЛН) и глубокопрофильные (юг и центр ЛН). В опушечных частях ЛН содержание гумуса (в слое 0–20 см) меньше, чем в почвах центральной части, причем на южной опушке больше, чем на северной. Однако пересчет содержания гумуса на запасы выявил иную картину в его пространственном распределении – в центральной части ЛН они выше, чем в его опушечных частях.

На основании сравнения почв под лесонасаждением с погребенным агрочерноземом установлено, что с момента посадки к возрасту 55 лет в среднем возросло содержание гумуса в слое 0–30 см, в слое 30–60 см почти не изменилось, а в слое 60–100 см уменьшилось, при этом, исходный тип ГП (убывающий среднегумусный глубокий) не изменился. Сформировалась пространственная неоднородность по содержанию гумуса: в центральной части ЛН гумуса больше по всему профилю, чем в опушечных частях. До глубины 50 см гумуса больше в почве южной опушки, меньше – в северной. Мощность ГП максимальна в центральной части ЛН и минимальна в почвах северной опушки. За последующие 70 лет во всех частях ЛН произошла смена типа гумусового профиля (с убывающего среднегумусного глубокого на прогрессивно-убывающий высокогумусный глубокий) и уменьшилась пространственная неоднородность в содержании гумуса верхней части профиля. Отчасти, это может быть связано с ослаблением краевого эффекта в массивном лесонасаждении.

Посадка деревьев на пашне привела к смене типа гумусового профиля почв: для пашен характерен убывающий среднегумусный среднеглубокий тип ГП, для лесонасаждения – прогрессивноубывающий высокогумусный глубокий. Установлено, что содержание гумуса в почвах под ЛН в среднем выше, чем в пахотных, причем, наибольшие различия (почти в 2 раза) отмечены в слое 0–10 см.

В настоящий момент средние запасы гумуса, в слое 0–50 см, в почвах под лесонасаждением составляют 296 т/га, в пахотных почвах – 264 т/га. Профили запасов гумуса в данном слое имеют S-образную форму вне зависимости от типа угодья. Динамика запасов гумуса под ЛН различного возраста имеет неоднородный характер. За первые 55 лет на всех угодьях, с момента посадки ЛН, произошло увеличение запасов гумуса, за исключением южной пашни. За последующие 70 лет – запасы гумуса почти равномерно снизились на всех угодьях, за исключением южной части массива, где они немного увеличились.

Средние суммарные запасы гумуса в слое 0–400 см, рассчитанные по данным Афанасьевой на 1950 г. [42], в почвах под пашнями составили

586 т/га, под лесом – 819 т/га. Доля слоя 0–50 см (от общих запасов 0–400 см) составила 40–51%, метрового слоя почвы – 61–55%. Эти материалы показывают важность и необходимость учета современных запасов гумуса в глубоких слоях почвообразующей породы для объективной оценки вклада почв под ЛН в баланс углерода в агроэкосистемах степной зоны.

Данные последней таксации показали, что современная лесная экосистема массивного теневого типа, которая сформировалась на агрочерноземах, на основе лесопосадки 1896 г., сохраняет свою жизнеспособность и долговечность.

Точная пространственная привязка почвенных разрезов, а также, наличие обширных разносторонних данных сопряженных исследований почв открывает возможность для осуществления долгосрочного почвенно-экологического мониторинга в различных аспектах: прогноз влияния изменения климата на экологический, лесорастительный и агроэкологический потенциалы черноземов, динамики их изменения под разными угодьями.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв / Под ред. Соколова А.В. М.: Наука, 1975. 656 с.
2. Агроэкологическое состояние черноземов Центрально-Черноземной области / Под ред. Щербакова А.П., Васенева И.И. Курск, 1996. 330 с.
3. Анучин Н.П. Лесная таксация. М.: Лесная промышленность, 1982. 552 с.
4. Апарин Б.Ф., Бабиков Б.В., Касаткина Г.А., Сухачева Е.Ю. Лисинское лесничество как уникальный полигон почвенно-экологического мониторинга // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2016. № 83. С. 140–158.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-83-140-158>
5. Апарин Б.Ф., Захарова М.К., Мингареева Е.В. Гумусовые профили почв полигонов почвенно-экологического мониторинга Волгоградской области // Современные проблемы изучения почвенных и земельных ресурсов: Сб. докл. IV Всерос. конф. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2022. С. 16–24.
6. Апарин Б.Ф., Каррыев Б.Б. Жирнова Н.А. Влияние лесного биоценоза на изменение физико-химиче-

- ских свойств и состава гумуса черноземов обыкновенных Приазовья // Роль органического вещества в формировании почв и их плодородия. М., 1990. С. 118–126.
7. Апарин Б.Ф., Мингареева Е.В., Санжарова Н.И., Сухачева Е.Ю. Содержание радионуклидов (^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K , ^{137}Cs) в черноземах Волгоградской области разных сроков отбора образцов // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1457–1467.
 8. Апарин Б.Ф., Сухачева Е.Ю. Изменение ресурсного потенциала почв при разных уровнях антропогенного воздействия и глобального изменения климата // Современные проблемы изучения почвенных и земельных ресурсов. Сб. докл. Третьей Всерос. конференции. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2019. С. 225–231.
 9. Апарин Б.Ф., Сухачева Е.Ю., Захарова М.К., Лазарева М.А., Мингареева Е.В., Моргач Ю.Р., Пятнина Е.В., Федорова М.Е. Влияние лесонасаждений государственной лесной полосы “Пенза–Каменск” на агрочерноземы // Агролесомелиорация и защитное лесоразведение – история и перспективы развития: Матер. Всерос. научно-пр. конф. Волгоград, 2023. С. 8–14.
 10. Афанасьева Е.А. Водно-солевой режим обыкновенных и южных черноземов Юго-Востока европейской части СССР. М.: Наука, 1980. 216 с.
 11. Афанасьева Е.А. Черноземы среднерусской возвышенности. М.: Наука, 1966. 224 с.
 12. Воробьева Л.А. Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
 13. Гурин П.Д., Апарин Б.Ф., Сухачева Е.Ю. Влияние лесопосадок и длительного сельскохозяйственного использования на свойства южных черноземов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 3. Биология. 2012. № 2. С. 109–119.
 14. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во МГУ, 1995. 320 с.
 15. Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. СПб.: Типография Е. Евдокимова. 1892. 128 с.
 16. Ерусалимский В.И., Рожков В.А. Многофункциональная роль защитных лесных насаждений // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 2017. № 88. С. 121–137.
 17. Загреев В.В., Гусев Н.Н., Мошков А.Г., Селимов Ш.А. Лесная таксация и лесоустройство. М.: Экология, 1991. 384 с.
 18. Засоленные почвы России. М.: Академкнига, 2006. 854 с.
 19. Зонн С.В., Карпачевский Л.О. Проблемы лесного почвоведения и современные методы лесорастительной оценки почв // Почвоведение. 1987. № 9. С. 6–15.
 20. Каганов В.В. Изменение экосистемных запасов углерода при облесении в степной и полупустынной зонах европейской части России // Проблемы региональной экологии. 2012. № 4. С. 7–12.
 21. Каганов В.В. Экологические аспекты влияния лесонасаждений на свойства почв лесостепной и степной зон // Материалы по изучению русских почв. Вып. 6. 2009. С. 61–65.
 22. Классификация и диагностика почв России 2004. Смоленск: Ойкумена. 2004. 342 с.
 23. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
 24. Колесникова Л.В. Лесные полосы и их влияние на плодородие чернозема обыкновенного и продуктивность угодий в степи Приволжской возвышенности. Дис. ... канд. с.-х. наук. Саратов, 2006. 238 с.
 25. Королев В.А., Громовик А.И., Йонко О.А. Изменение физических свойств почв Каменной степи под влиянием полезащитных лесных полос // Почвоведение. 2012. № 3. С. 299–308.
 26. Кретинин В.М. Агролесомелиорация почв. Волгоград: ВНИАЛМИ, 2009. 198 с.
 27. Кретинин В.М. Влияние лесомелиорации на аккумуляцию гумуса и биофильных элементов в почвах различных природных зон России // Почвоведение. 2004. № 6. С. 745–751.
 28. Кулик К.Н. “План преобразования природы”: взгляд через 70 лет // Орошаемое земледелие. 2018. № 4. С. 13–14.
 29. Кулик К.Н. Защитные лесные насаждения – основа экологического каркаса агротерриторий // Вестник Российской сельскохозяйственной науки. 2018. № 1. С. 18–21.
 30. Накаряков А.В., Чирков Ф.Н., Филькин Т.Г. О детальной дифференциации почв под лесополосами в Троицком лесостепном заказнике Пермского университета. 2005. Электронный ресурс. http://nakaryakov.narod.ru/articles/a_2005/solonec.htm
 31. Национальный атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель. Электронный ресурс. <https://soil-db.ru/soilatlas/nacionalnyy-atlas-pochv-rossiyskoy-federacii>
 32. О плане полезащитных лесонасаждений, внедрения травопольных севооборотов, строительства прудов и водоемов для обеспечения высоких устойчивых урожаев в степных и лесостепных районах европейской части СССР. М.: Госполитиздат, 1951, 48 с.
 33. ОСТ 56-69-83. Площади пробные лесоустроительные. Метод закладки.
 34. Полигоны почвенно-экологического мониторинга лесных экосистем таежной зоны. СПб: Лань, 2022. 140 с.

35. Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование. Л.: Наука, 1980. 221 с.
36. Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумусовый профиль // Черноземы СССР. М.: Колос, 1974. Т. 1. С. 122–145.
37. Пятинина Е.В., Захарова М.К., Мингареева Е.В., Федорова М.Е. Структура почвенной макрофауны лесозащитных полос степных агроландшафтов // Эволюция почв и развитие научных представлений в почвоведении. Сб. науч. тр. Междунар. научной конф., посвященной 90-летию со дня рождения Бурлаковой Л.М. Барнаул: Алтайский гос. аграрный ун-т, 2022. С. 351–355.
38. Разнообразие почв Каменной Степи. М.: Почв. Инт-т им. В.В.Докучаева, 2009. 428 с.
39. Растворова О.Г. Физика почв (практическое руководство). Л.: Изд-во Ленинград. Ун-та, 1983. 195 с.
40. Розов Н.Н., Мельников Л.А., Строганова М.Н. Оценка мировых земельных ресурсов и возможностей расширения земледелия в связи с разработкой моделей и стратегий глобального развития // Природные ресурсы и окружающая среда. Достижения и перспективы. 1978. № 2. С. 3–12.
41. Система почвенных индикаторов глобального изменения климата и антропогенного воздействия на экосистемы таежной и степной природных зон разработанная на основе использования почвенных коллекций: отчет НИР. СПб.: ФГБНУ ЦМП, 2019–2023. Рег. № НИОКР 119011590146-6.
42. Тр. ин-та леса. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. XXIX. 193 с.
43. Тр. комплексной научной экспедиции по вопросам полезащитного лесоразведения. Т. II. Вып. 1. М.: Изд-во академии наук СССР, 1952. 158 с.
44. Хитров Н.Б., Никитин Д.А., Иванова Е.А., Семенов М.В. Пространственно-временная изменчивость содержания и запаса органического вещества почвы: аналитический обзор // Почвоведение. 2023. № 12. С. 1493–1521.
45. Чендеев Ю.Г., Беспалова Е.С. Оценка роли лесополос в оптимизации почв и ландшафтов: литературный обзор сведений // Региональные геосистемы. 2019. Т. 43. № 2. С. 124–133.
46. Чендеев Ю.Г., Соэр Т.Д., Геннадьев А.Н., Новых Л.Л., Петин А.Н., Петина В.И., Заздравных Е.А., Буррас С.Л. Накопление органического углерода в черноземах (моллисолях) под полезащитными лесными насаждениями в России и США // Почвоведение. 2015. № 1. С. 49–60.
47. Черноземы СССР: Поволжье и Предуралье. М.: Колос, 1978. 304 с.
48. Sauer T.J., Cambardella C.A., Brandle R.B. Soil carbon and tree litter dynamics in a red cedar-scotch pine shelterbelt // Agroforestry Systems. 2007. V. 71. P. 163–174.
49. Sauer T.J., James D.E., Cambardella C.A., Hernandez-Ramirez G. Soil properties following restoration or afforestation of marginal cropland // Plant and Soil. 2012. V. 360. № 1–2. P. 375–390.
<https://doi.org/10.1007/s11104-012-1258-8>
50. 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.

Influence of Massive Field Protective Forest Belt on Humus Content and Its Reserves in Chernozems

B. F. Aparin^{1,*}, E. Yu. Sukhacheva¹, M. K. Zakharova¹,
 E. V. Mingareeva¹, and A. V. Koshelev²

¹Central Soil Museum by V.V. Dokuchaev – Branch of the Federal Research Centre V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Saint Petersburg, 199034 Russia

²Federal Scientific Center of Agroecology, Integrated Land Reclamation and Protective Afforestation of the Russian Academy of Sciences, Volgograd, 199034 Russia

*e-mail: soilmuseum@bk.ru

The study of changes in humus content in Haplic Chernozems (Clayic, Pachic) under the influence of field-protective oak-maple forest belt was conducted at the soil-ecological monitoring polygon of Volgograd region. The polygon is located in the Kozlovskaya forest belt, which was established in 1896 on arable land. The influence of the forest belt on changes in the humus state of Haplic Chernozems (Pachic) was considered in the following aspects: spatial and temporal variability of soil properties and humus content, humus content and reserves in arable and forest soils, soil changes under the influence of old and middle-aged forest belt. Spatial variability of soils was investigated on two transects crossing the

forest belt and adjacent agricultural lands. The method of retrospective monitoring was applied to analyze the medium- and long-term variability of humus content. Data on the dynamics of humus content for 125 years were obtained on the basis of comparison with buried soil and materials of stationary studies in 1950s by the team of the V.V. Dokuchaev Soil Science Institute. Conjugate studies of soil typomorphic characteristics of soils under the forest belt and agricultural lands were carried out. They included determination of humus content and its reserves, granulometric and aggregate compositions, density of composition, soil solution reaction, content of soluble salts and calcium carbonates. The features of spatial and temporal variability of humus content and its reserves in Haplic Chernozems (Clayic, Pachic) under different types of land use were established.

Keywords: spatial and temporal soil variability, retrospective monitoring, buried soil, forest belt taxation, soil humus profile

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ α -ФОРМ ДЛЯ АНАЛИЗА ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОЧВЫ ПО МИКРОТОМОГРАММАМ

© 2024 г. А.А. Владимиров^{a, b, *}, К.Н. Абросимов^a, Т.А. Васильев^a, Н.А. Васильева^a

^aПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

^bОбъединенный институт ядерных исследований, ул. Жолио-Кюри, 6, Дубна, 141980 Россия

*e-mail: artem.a.vladimirov@gmail.com

Поступила в редакцию 02.05.2024 г.

После доработки 28.06.2024 г.

Принята к публикации 29.06.2024 г.

Предлагается новый подход анализа изображений внутренней структуры почвы (микротомограмм) и моделирования ключевых гидрофизических функций на основе томографических характеристик порового пространства. Подход основан на построении серии замкнутых оболочек (α -форм) вокруг исследуемого трехмерного участка томограммы. Эти оболочки способны проникать в поры объекта с диаметром больше заданного. Анализируется зависимость внутреннего объема оболочек от минимального размера пор. Алгоритм построения α -форм имитирует процесс вытеснения жидкости из пор, связанных с поверхностью твердой фазы почвы, и позволяет анализировать анизотропию связности пор путем ограничения проницаемости части поверхности объекта. Построенные α -формы моделируют поверхность жидкой фазы, а максимальная кривизна поверхности соответствует капиллярному давлению. Подход применен для анализа образцов почвенного микропрофиля коркового солонца с контрастной структурой порового пространства. Микроризонты солонца имеют выраженную закрытую пористость и анизотропию связности пор. Подход позволяет оценивать основную гидрофизическую характеристику (ОГХ) без учета усадки, связность и анизотропию пор. Результаты сравнивали с типичными известными ОГХ солонцовых горизонтов почв России. Проведено сравнение моделей ОГХ, получаемых на основе 2D- и 3D-изображений. Метод опробован на томограммах образцов эолового слоистого песчаника, для которых имелись томограммы и прямые измерения ОГХ.

Ключевые слова: томография почв, моделирование ОГХ, связность пор, анизотропия связности пор, томографические характеристики, структура порового пространства

DOI: 10.31857/S0032180X24120098, **EDN:** JCUJUN

ВВЕДЕНИЕ

Количественная характеристика структуры порового пространства применяется в различных областях, включая почвоведение, экологию, фармацевтику и др. В пористых средах поток жидкости и перенос веществ тесно связаны с такими характеристиками порового пространства, как форма, количество пор и их связность. Поры в почве могут быть разделены на макро- (>75 мкм), мезо- (30–75 мкм), микро- (5–30 мкм), ультрамикро- (0.1–5 мкм) и крипторпоры (<0.1 мкм) [6, 7]. Считается, что поры, имеющие разный характерный размер, участвуют в разных процессах. В почве макропоры в наибольшей степени определяют водопроницаемость, в то время как поры мезоразмера менее важны для капиллярных явлений,

влагоудержания, матричного всасывания, диффузии и химических реакций.

Распределение пор по размерам является основной количественной характеристикой порового пространства, однако не существует единого определения этого понятия. В настоящее время используются различные подходы для ее определения по томографическим изображениям. Первый основан на построении модели порового пространства (pore network model) путем выделения отдельных пор и определения их размеров [20, 22]. Второй подход использует функцию вероятности того, что шар заданного радиуса, центр которого находится в случайной точке порового пространства, целиком находится внутри порового пространства (pore-size function) [19], распределение пор по размеру в

в этом случае является распределением точек порового пространства по расстоянию до ближайшей точки твердой фазы. Третий подход, метод наибольшего шара, основан на присвоении каждой точке порового пространства значения, равного радиусу наибольшего шара, целиком принадлежащего поровому пространству, который включает в себя эту точку, 2D-вариация этого метода – метод наибольшего диска используется для анализа порового пространства по микрофотографиям [17, 18]. Для одного и того же объекта три приведенных подхода анализа порового пространства по томографическим изображениям дают различные распределения пор по размерам. Причем невозможно выбрать один вариант, и выбор наиболее подходящего зависит от решаемой задачи. Метод наибольшего шара представляется наиболее подходящим для реконструкции гидрологических свойств пористой среды, таких как основная гидрофизическая характеристика (**ОГХ**) и влагопроводность.

Предлагаемый в настоящей работе подход является дальнейшим развитием метода наибольшего шара и позволяет учитывать связность пор через капилляры различного диаметра.

ОГХ, представляющая собой изотермическую равновесную зависимость между капиллярно-сорбционным (матричным) давлением почвенной влаги и влажностью почвы, является основной характеристикой почв для описания структурных изменений и обеспечения разнообразных прогнозных почвенных моделей [7]. Однако различные пористые среды могут иметь схожие ОГХ при существенных различиях в поровой структуре, особенно в отношении анизотропии связности пор, которую сложно оценить экспериментально. Анизотропия связности пор приводит к возникновению анизотропии проницаемости, например, если поры связаны в основном вертикальными капиллярами, проницаемость почвы для вертикальных потоков будет существенно больше, чем для латеральных. В полевых условиях явно выраженная анизотропия проницаемости может приводить к значительным различиям в формировании потоков воды в вертикальном и горизонтальном направлениях, влиять на скорости впитывания и испарения воды. Поэтому дополнение ОГХ информацией об анизотропии связности пор является важным для анализа гидрофизических свойств почвы.

В настоящее время одновременно развиваются три направления моделирования ОГХ и почвенно-гидрологических констант: 1) методы расчета, основанные на моделировании процесса заполнения пор жидкостью; 2) регрессионные методы расчета почвенно-гидрологических констант; 3) методы расчета параметров аппроксимационных зависимостей ОГХ. Наименее разработанными в силу сложности поровой геометрии являются методы моделирования процесса заполнения пор

жидкостью [2, 7]. Ожидается, что новые томографические методы и математический анализ порового пространства выдвинут на первый план новые модели движения и статики веществ в почве, включающие томографические характеристики структуры порового пространства почв [8]. Томографический анализ уже прошел этапы качественного и количественного изучения порового пространства. На современном этапе решаются вопросы, связанные с возможностью томографической реконструкции важнейших в теоретическом и практическом аспектах гидрофизических свойств почв: ОГХ, функции влагопроводности и т.д. [1, 4].

Типичный анализ почвенных пор в двумерных срезах, даже при большой статистике, имеет существенные методические ограничения и недостаточен для анализа анизотропного порового пространства [6]. Среди стандартных методов анализа порового пространства на основе 3D-изображений (томограмм) для получения распределения пор пористой среды по размерам и ОГХ развиваются физически обоснованные алгоритмы анализа, которые заключаются в моделировании экспериментального метода измерения – процесса закачки ртути, при этом получаемое распределение пор по размерам является непрерывным [10, 15, 18, 21]. Ртутная порометрия работает в широком диапазоне 75 мкм–1.8 нм, однако в результате применения высоких давлений (достигается 3–4 тыс. атм.) метод является инструментально сложным, дорогим и деструктивным для почвенного образца [5]. В численных алгоритмах, имитирующих ртутную порометрию, сферы итеративно вписываются в видимое томографическое поровое пространство, начиная с самого большого помещающегося диаметра до одного пикселя (вокселя). При этом на каждом шаге увеличивается заполненный объем, а распределение пор по размерам оценивается по приращению заполненной области на каждом шаге с учетом размера пикселя. Процедура вписывания сфер с последовательным уменьшением радиуса позволяет более точно и физически обоснованно характеризовать дискретизированное поровое пространство по сравнению с часто используемым подходом, основанным на выделении отдельных пор и определении их объемов. Данная процедура имитирует процесс заполнения порового пространства жидкостью, что обеспечивает получение более реалистичного распределения пор по размерам для моделирования ОГХ. Тем не менее, эта процедура не позволяет исключить закрытую пористость, которая не имеет связи с поверхностью образца и, соответственно, определить связность порового пространства. Анализ закрытой пористости несет важную информацию, поскольку потенциально закрытая пористость может стать открытой при деформациях в почве. Примерами успешного применения описанных выше численных

методов анализа томограмм для реконструкции ОГХ могут служить работы [13, 14]. В работе [13] для реконструкции ОГХ используется метод построения модели порового пространства совместно с методом наибольшего шара. ОГХ строится для трехмерной модели упаковки твердых частиц с заданным распределением по размерам и сравнивается с экспериментальным результатом для смеси молотого кварца и стеклянных шариков. Получено очень хорошее согласие модели и эксперимента для искусственного объекта. В работе [14] комбинация метода наибольшего шара и модели порового пространства использовалась для анализа томографических изображений осадочных пород, содержащих газовые гидраты с глубины 1091 м.

Предлагаемый в настоящей работе подход является еще более близким к реальному процессу заполнения пор жидкостью, поскольку основан на построении серии замкнутых поверхностей раздела фаз, каждая из которых строится с поверхности непрерывным образом и, таким образом, учитывается связность порового пространства. Он стал возможен благодаря появлению нового, более эффективного численного алгоритма построения трехмерных α -форм, предложенного в 2022 г. [16]. Моделирование гидрофизических характеристик почвы исходя из ее трехмерной структуры особенно важно для построения многомасштабных самосогласованных моделей эволюции почвы, в которых сама трехмерная структура почвы моделируется исходя из почвенных процессов. Например, при образовании солонцового горизонта почвы гидрологический режим определяет отложение солей и изменение структуры порового пространства, которое, в свою очередь, меняет гидрологический режим. Другим важным примером для возможного использования предлагаемого подхода является реконструкция гидрофизических характеристик почв в прошлом, для которых существуют архивныешлифы. Реконструкция возможна непосредственно из 2D-изображения или через промежуточное 3D-изображение, получаемое стохастическими методами.

Цель работы – разработка подхода для получения количественных характеристик параметров порового пространства почв и других пористых тел по томографическим изображениям, основанного на построении и анализе последовательности α -форм. Предлагаемый подход анализа порового пространства реализован на примере моделирования ОГХ и анизотропии связности пор по микротомографическим изображениям контрастных микрогоризонтов коркового солонца и слоистого песчаника [12], а также для трехмерных моделей структуры песчаников с различной степенью цементации и, соответственно, пористостью [9].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект исследования. Почвенным объектом служил солонцовый горизонт солонца светлого коркового (по классификации почв России (2004)), у которого эродирован природный поверхностный надсолонцовый горизонт за счет перевыпаса. За 1.5 года отмечено образование в столбчатых агрегатах вышедшего на поверхность солонцового горизонта нового микропрофиля мощность 5 см, который по международной классификации WRB (2014) можно классифицировать как Nudinatric Solonetz. Этот микропрофиль образован в небольшом микропонижении вблизи тропинки прогона скота на целинной территории участка “Госфонд” Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН, на котором изучено микростроение целинных корковых солонцов. Отбор образца проводили в 2015 г., время формирования микропрофиля Nudinatric Solonetz оценивается интервалом в 1.5 года. Растительность вокруг профиля почти отсутствовала и состояла из нескольких растений: *Artemisia pauciflora* и *Kochia prostrata*.

Новообразованный микропрофиль по микроморфологическим признакам можно разделить на четыре микрогоризонта: пузырчатый микрогоризонт (надсолонцовый ксерогумусовый АКЛ, 0–8 мм), который постепенно переходит в микрогоризонт с признаками разрушения глинистого вещества (Е/В, 8–16 мм), который ниже переходит в микрогоризонт с признаками иллювирированной глины (Ви, 16–29 мм), а затем в остаточный от стадии целинного коркового солонца микрогоризонт Вsn (29–45 мм) (рис. 1). Отбор материала из каждого тонкого микрогоризонта для химического

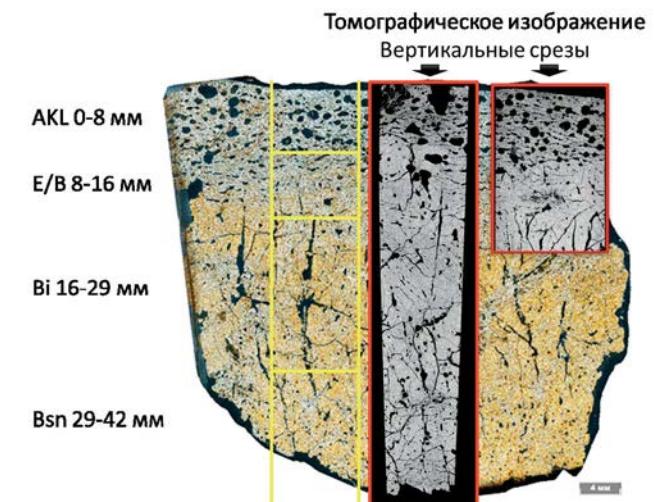


Рис. 1. Шлиф из микропрофиля солонца с новообразованными микрогоризонтами (желтые квадраты) и разметкой под образцы для томографической съемки (красные квадраты).

анализа был невозможен, поэтому было выполнено определение содержание обменного натрия в ППК из общего образца, которое составило 32%. Это подтверждает, что новообразованный микропрофиль сформировался в материале солонцового горизонта.

Для валидации предлагаемого метода использовали данные микроКТ и ОГХ, полученные в работе [12] для образца горной породы, который представлял собой эоловый слоистый песчаник из глубокопогребенного газового резервуара Ротлигенд в Германии (исходные данные доступны по адресу <https://www.digitalrocksportal.org/projects/361>). Эти эоловые отложения дюн характеризуются отдельными пластинками шириной от миллиметра до сантиметра с различными размерами зерен. Образцы микроКТ были высверлены в цилиндрические керны (диаметром 6.0 мм и длиной 23.5 мм) из исходного керна (диаметром 30 мм). Гелиевая пористость образца составляла 0.219 ± 0.015 . Для валидации подхода использовали томограмму сухого образца, для которой строилась серия α -форм. ОГХ, реконструированную из томограммы, сравнивали с экспериментальной ОГХ, полученной путем вытеснения жидкости из образца азотом в диапазоне давлений до 1000 кПа [12].

В качестве примера модельной 3D-структуры использовали полученные в работе [9] модели песчаников Fontainebleau (данные доступны по адресу <https://www.digitalrocksportal.org/projects/57>) с различной степенью цементации порового пространства. Они были созданы с использованием коммерчески доступного программного обеспечения e-Core. Авторы использовали идентичные параметры процессов осаждения зерен, уплотнения и диагенеза для серии модельных реконструкций. Различные значения пористости от 8 до 26% были получены только за счет изменения степени цементации.

Пробоподготовка, томография и бинаризация изображений. Образец солонца габаритами (Д Ш В) $5 \times 5 \times 6$ см извлекали из верхней части профиля почвы, он состоял из четырех микрогоризонтов. Почву подготовили для микроморфологического исследования, пропитали эпоксидной смолой и зашлифовали в вертикальной ориентации (аншилиф). Из левой части образца, наибольшей по толщине (были взяты образцы прямоугольной формы для томографического исследования внутренней структуры. Из-за малого размера образцов, неоднородной пропитки и повреждений краев при выпиливании было решено томографическое исследование структуры проводить только по внутренней области, полностью исключив поврежденные края).

Томографическую съемку проводили на рентгеновском микротомографе Bruker Skyscan 1172

при разрешении 6.84 мкм с угловым шагом 0.4° и общим углом съемки в 360° , что позволило качественно отснять и реконструировать образцы угловатой формы с разным поглощением по ширине и толщине. Настройки съемки и реконструкции объемной структуры представлены в табл. 1.

Реконструкцию объемной структуры из теневых проекций проводили в формат файлов BMP с минимальной коррекцией цифрового шума и кольцевых артефактов реконструкции с использованием ПО Bruker Nrecon с вычислениями на видеокартах (GPUReconServer). Баланс сигнал/цифровой шум в данных томографии солонца находится на приемлемом уровне, не требующем серьезных программных корректировок.

Сегментация порового пространства проведена по методу General segmentation с использованием ПО Bruker CTan, при этом эпоксидная смола и не пропитавшиеся остатки порового пространства отсегментированы как одна рентген-контрастная фаза (воздух). На рис. 2 представлены объемные модели порового пространства, полученные из результатов сегментации реконструированных данных с помощью ПО Bruker CTvox.

Метод α -форм. Понятие α -формы в двумерном случае было предложено Гербертом Эдельсбруннером в 1983 г. как обобщение понятия выпуклой оболочки [11]. В 2022 г. специалистами в области вычислительной геометрии был предложен алгоритм “alpha wrapping with an offset”, который является реализацией дальнейшего обобщения понятия α -форм в трехмерном случае [16]. По оценкам данный алгоритм эффективен по быстродействию и требованиям к оперативной памяти при работе с томографическими данными. В зависимости от геометрии, для исследованных томограмм построение α -формы требовало 20–40 байт оперативной памяти на воксель исходной томограммы, и примерно такие значения ожидаются также для других томограмм физических объектов (в настоящем случае для участков томограмм $300 \times 300 \times 300$ требовалось примерно 0.5–1 ГБ оперативной памяти на один процесс). По теоретическим оценкам, потребность в памяти может повышаться с увеличением площади поверхности твердой фазы вплоть до 160 байт на воксель в случае, когда анализируемая геометрия представляет собой чередование вокселей порового пространства и твердой фазы, напоминающее трехмерную шахматную доску. Построение одной α -формы в один поток на процессоре Intel Core i5 4GHz занимало от нескольких секунд до 3 мин в зависимости от значения параметра α . Для построения кривой ОГХ требуется серия α -форм (в настоящем случае строились 20 точек в четырех повторностях, для трех вариантов граничных условий для каждого образца), вычисление которых выполняли параллельно.

Таблица 1. Технические параметры томографической съемки и реконструкции данных

Основные настройки томографической съемки	
Энергия съемки, кВ	70
Ток питания, мА	129
Пространственное разрешение, мкм	6.84
Положение образца в камере томографа по вертикальной оси, мм	42.535
Металлический фильтр спектра	Al 0.5 мм
Формат теневых проекций	TIFF
Бит на пиксель	16
Время экспозиции, мс	600
Угловой шаг, град	0.400
Количество накоплений на одну теневую проекцию	ON (3)
Контрольные проекции	ON (10)
Съемка с поворотом на 180° или 360°	360°
Коррекция яркости и артефактов изображения	ON
Траектория сканирования	ROUND
Основные параметры реконструкции объемной структуры образцов солонца	
Программа для реконструкции + версия	NRecon 1.7.4.6
Оборудование для реконструкции – видеокарта	GPURecon Server
Версия	1.7.4
Время реконструкции всех данных	372.000000
Формат томографических срезов	BMP
Размер пикселя, мкм	6.84
Угловой диапазон реконструкции	360°
Use 180+	OFF
Подавление шумов	4
Ядро сглаживания	2 Гаусс
Подавление кольцевых артефактов	14
Режим Объект больше, чем зона съемки	OFF
Подавление битых пикселей, %	3
Коррекция градиента на горизонтальных срезах, %	50
Границы градаций серого	min = -0.022889 max = 0.122072

Алгоритм позволяет построить замкнутую оболочку, состоящую из треугольников, вокруг заданного множества точек или других геометрических объектов. Его можно описать как оборачивание объекта выпуклой оболочкой с последующим вдавливанием этой оболочки внутрь пустого пространства, находящегося внутри объекта. Работа алгоритма управляется двумя параметрами: α задает минимальный диаметр пор, в которые оболочка может проникать, а смещение (offset) задает минимальное расстояние от вершин оболочки до точек объекта. В процессе выполнения алгоритма оболочка все время остается замкнутой и, соответственно, отделяет поровое пространство, связанное с поверхностью капиллярами диаметром $d > \alpha$, от твердой фазы и остального порового пространства.

По мнению авторов этот алгоритм очень хорошо подходит для анализа свойств порового пространства, в частности заполнения пор жидкостью, связности пор с поверхностью, а также анизотропии проницаемости (например, ситуации, когда существуют поры, которые связаны только с горизонтальными границами объекта). При этом связность пор анализируется относительно заданного диаметра капилляра. Параметр offset может использоваться для имитации неподвижно адсорбированного слоя жидкости.

Алгоритм получения ОГХ. Для моделирования заполнения порового пространства жидкостью строится серия α -форм, с различными значениями параметра α , который определяет максимальную кривизну поверхности и, соответственно, капиллярное давление. Каждая получаемая α -форма является моделью границы раздела фаз при заданном капиллярном давлении. При этом твердая фаза и жидкость находятся внутри α -формы, а воздух снаружи. Объем жидкости для заданного капиллярного давления получается вычитанием объема твердой фазы из внутреннего объема α -формы. Сам алгоритм построения каждой отдельной α -формы похож на вытеснение жидкости из объема порового пространства. Вытеснение начинается с самых крупных пор, связанных с поверхностью, при этом жидкость не вытесняется из пор, связанных с поверхностью капиллярами диаметром меньше α . Таким образом, модельная кривая соответствует ветви снижения влажности на петле гистерезиса ОГХ.

Предложенный подход существенно отличается от метода моделирования ртутной порометрии, в котором производится заполнение порового пространства шарами различного радиуса с присвоением каждому voxelю изображения значения, равного максимальному радиусу шара, включающего данный voxel [16]. В реализованном в настоящей работе подходе заполнение порового пространства происходит не для всей томографически видимой пористости, а только для пор, связанных с поверхностью образца. Величина порового

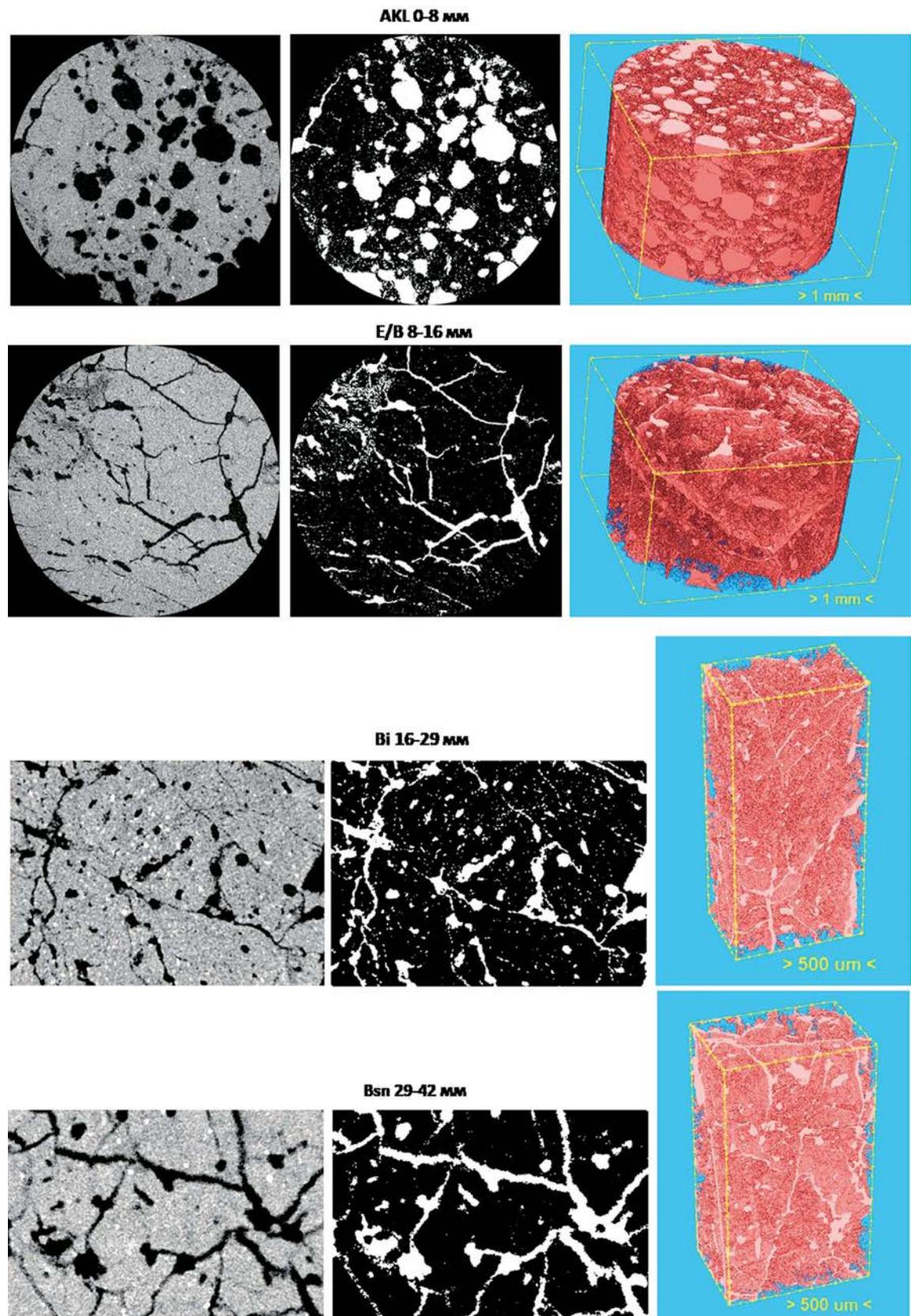


Рис. 2. Модели порового пространства солонца разных горизонтов, созданные программой Bruker СТ vox по данным компьютерной томографии.

пространства, вычисленная таким образом, может существенно отличаться от суммы объемов всех шаров диаметром $d > \alpha$, которые могут быть вписаны в поровое пространство известными методами моделирования ртутной порометрии.

Таким образом, метод α -форм предоставляет эффективный инструмент для анализа свойств порового пространства, учитывающий связность пор с поверхностью и позволяющий моделировать заполнение пор жидкостью при различных капиллярных давлениях. Он отличается от традиционных методов моделирования ртутной порометрии тем, что учитывает не только размер пор, но и их связность с поверхностью образца, что делает его более реалистичным и информативным при исследовании пористых материалов.

Для построения ОГХ из последовательности α -форм использовалась следующая процедура: из бинаризованного томографического изображения создавалось множество точек, соответствующих центрам voxelей твердой фазы, при этом за единицу длины принимался размер voxelей томограммы 6.84 мкм. Для такого множества точек на значения параметра α накладываются ограничения, поскольку расстояние между соседними voxelами, расположенными по диагонали (11.8 мкм), является минимальным значением параметра α , для которого имеет смысл построение α -формы.

Для каждого образца выбирали четыре области на микротомограмме размером $2 \times 2 \times 2$ мм и для каждой области строили последовательность α -форм с параметром α в диапазоне от 35 до 750 мкм. Таким образом моделировали заполнение образца водой при различных значениях потенциала почвенной влаги, который вычисляли по приближенной формуле $pF = \lg(0.15/r)$, где r – радиус пор в сантиметрах. Диапазон изменения параметра α соответствовал значениям капиллярного давления до 90 см водяного столба. Нижняя граница диапазона значений параметра α была выбрана в 3 раза больше минимально возможного значения этого параметра чтобы исключить возможное влияние дискретности томографического изображения на результат моделирования ОГХ. Увеличение диапазона капиллярного давления возможно при использовании 3D-изображений в более высоком разрешении.

Анализ анизотропии проницаемости. Для анализа анизотропии связности порового пространства предлагается выделение и вычисление объема областей, которые доступны только вертикально, и, соответственно, становятся недоступными если томограмму ограничить непроницаемыми горизонтальными плоскостями. Аналогично поры, доступные только горизонтально, исчезают при ограничении образца непроницаемыми вертикальными плоскостями. Для обоих случаев строили серии α -форм. Объем порового пространства,

доступного только в одном направлении, получали как разницу между объемами порового пространства открытого и ограниченного объекта.

Предложенный подход позволяет количественно оценить анизотропию связности порового пространства и выявить направления преимущественной проницаемости в образце. Это может быть полезно для понимания особенностей переноса жидкостей и газов в пористых средах, а также для прогнозирования анизотропии физических свойств, таких как электропроводность или теплопроводность, которые зависят от структуры порового пространства.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В рамках данного исследования были проанализированы четыре микрорегиона солонца с использованием предложенной методики. Для каждого горизонта была построена последовательность α -форм при 20 значениях параметра α , варьирующихся от 35 до 750 мкм. Полученные результаты для микротомограмм коркового солонца, в соответствие с разрешением снимков, представляют собой область насыщения ОГХ (правый хвост криевой влагодержания), включающую влагопроводящие макропоры (>75 мкм) и мезопоры (35–75 мкм), сохраняющие доступные для растений запасы влаги и веществ (рис. 3). Для сравнения приведены

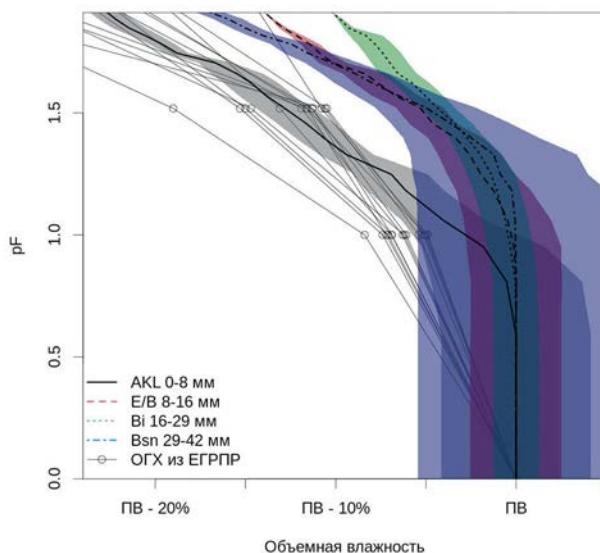


Рис. 3. Модельная зависимость влажности от pF , приведенная к полной влагоемкости (ПВ) для различных микрорегионов. Линиями показано среднее значение, закрашенными областями – стандартная ошибка среднего. Для сравнения приведены характерные для солонцовых горизонтов экспериментальные ОГХ, взятые из базы данных [3] и показанные тонкими линиями.

несколько характерных экспериментальных ОГХ солонцовых горизонтов, взятых из базы данных [3].

Зависимость между потенциалом почвенной влаги и влажностью моделировали для четырех случайных непересекающихся областей томограммы. На рис. 3 показано среднее значение (линии) и стандартная ошибка среднего (закрашенные области на графике). Поскольку общая пористость образцов всегда превышает видимую томографическую пористость, в качестве точки отсчета на оси влажности была выбрана величина полной влагоемкости. Можно заметить, что на масштабе макропор неоднородность модельной ОГХ внутри верхнего и нижнего микрогоризонтов сопоставима с различиями между микрогоризонтами и объясняется наличием больших пузырей в верхнем микрогоризонте и трещин в нижнем (рис. 1). В то же время часть кривой, соответствующая мезопорам, является более однородной внутри микрогоризонтов и существенно отличается между ними. Тест Стьюдента показывает, что при значениях $pF > 1.3$ горизонт AKL статистически значимо отличается от горизонтов E/B и Bi, при $pF > 1.6$ горизонт AKL также отличим от горизонта Bsn; при $pF > 1.7$ горизонты E/B и Bi значимо отличаются от горизонта Bsn. Между горизонтами E/B и Bi статистически значимых различий нет. Диапазон значений pF , для которых получено ОГХ определяется разрешением томографа и может быть расширен для томографических изображений с большим разрешением.

На рис. 4 представлена иллюстрация трех α -форм из последовательности. Можно заметить, что с уменьшением параметра α поверхность α -формы становится все более детальной.

Рис. 5 демонстрирует анизотропию связности пор в зависимости от их размера. Видно, что в

среднем анизотропия порового пространства для макропор существенно различается между микрогоризонтами и позволяет характеризовать их неоднородность. Во всех образцах доля горизонтальных пор превышает долю вертикальных на исследованном масштабе. Наиболее анизотропным по связности из исследованных микрогоризонтов является верхний микрогоризонт AKL. В нем до 12% общего объема составляют поры, доступные только в горизонтальном направлении.

На рис. 6 представлено сравнение модельных ОГХ, полученных двумя различными методами: методом α -форм из трехмерной микротомограммы и методом наибольшего диска [18] из двумерной микрофотографии. Для обеспечения сопоставимости результатов, полученные значения нормированы на полную влагоемкость (ПВ), которая принята за точку нормировки.

Сравнение результатов двух моделей показывает корреляцию в диапазоне объемной влажности почвы от ПВ до ПВ – 15%. Однако наблюдается систематическое отличие результатов 2D-модели: распределение пор по размерам смещено в сторону большего размера пор. Это может быть обусловлено значительной анизотропией связности пор, которая достигает половины объема всего порового пространства (рис. 5). А также наличием закрытых пор, которые попадают в объем связного порового пространства в 2D-модели, но исключаются в 3D-модели, которая учитывает связность порового пространства.

Следует отметить, что микрофотография и микротомограмма одного и того же образца имеют разное разрешение, что сказывается на левой части графика. ОГХ, полученная из 2D-изображения,

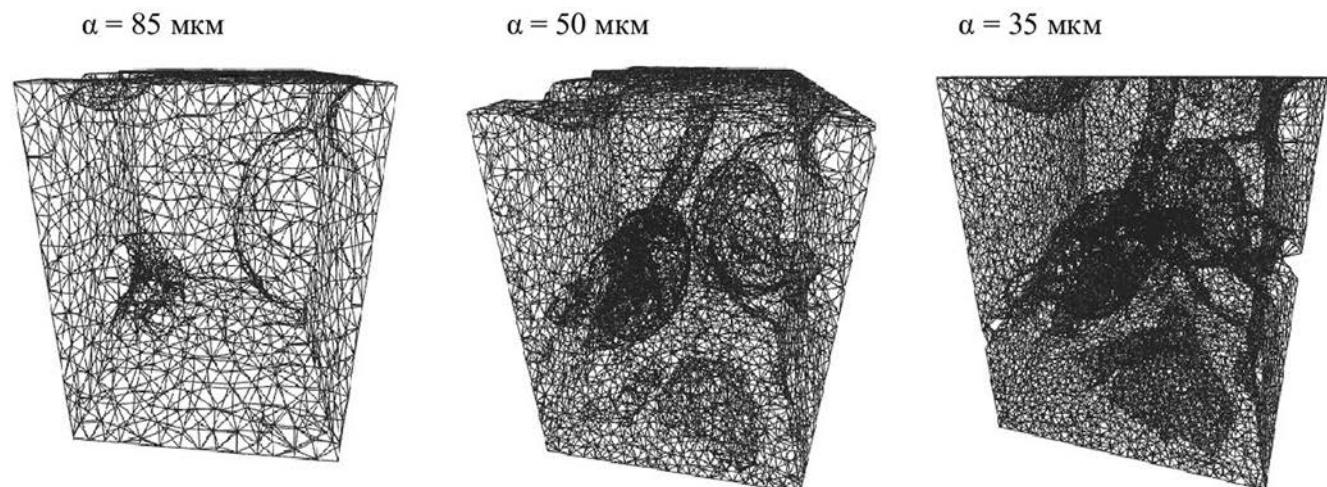


Рис. 4. Иллюстрация последовательности α -форм, построенных вокруг одной из выбранных областей томограммы при значениях диаметра наименьшей проницаемой поры (параметр α) 85, 50, 35 мкм.

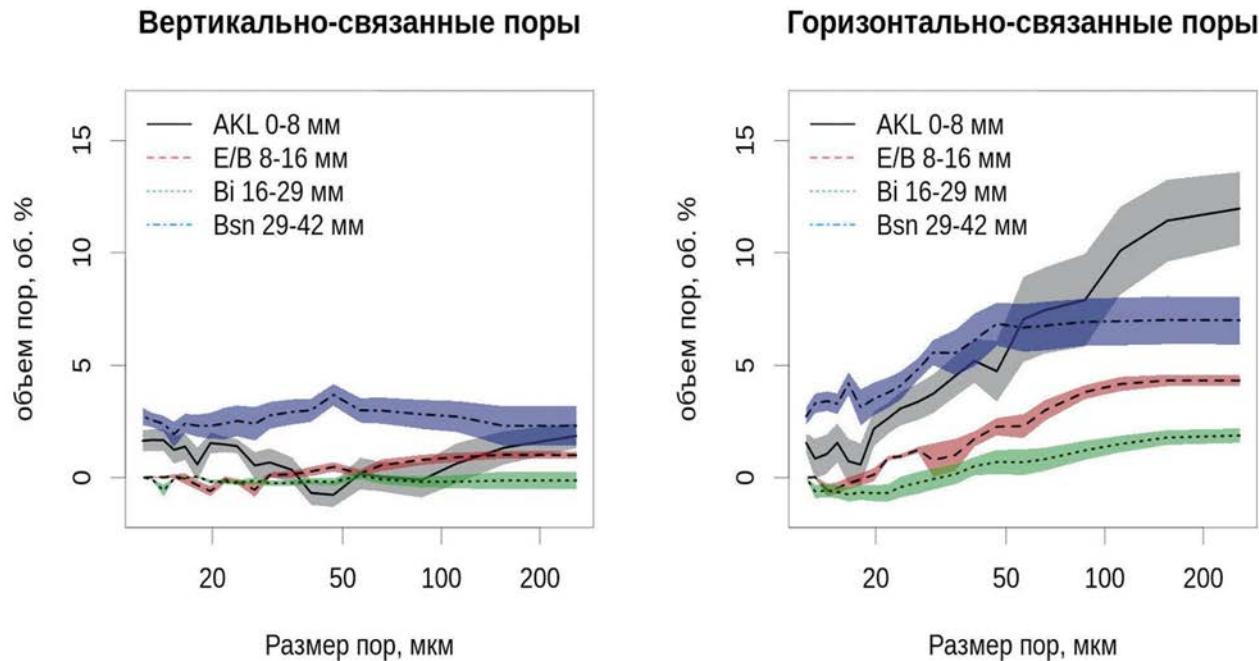


Рис. 5. Анизотропия связности пор для микрогоризонтов микропрофиля солонца в зависимости от размера пор: объем вертикальных пор (левый рис.), объем горизонтальных пор (правый рис.) в зависимости от размера пор. Линиями показано среднее значение, закрашенными областями – стандартная ошибка среднего.

охватывает больший диапазон размеров пор и, соответственно, значений pF .

Представленное сравнение демонстрирует различия между 2D- и 3D-подходами к моделированию ОГХ. Метод α -форм, основанный на трехмерной микротомограмме, по мнению авторов может обеспечить более реалистичное представление процесса заполнения пор жидкостью, поскольку учитывает связность и анизотропию порового пространства. В то же время 2D-метод наибольшего диска может давать смещенные оценки распределения пор по размерам из-за наличия закрытых пор и ограничений, связанных с двумерным представлением порового пространства.

В настоящий момент в литературе отсутствуют открытые наборы данных микротомограмма – ОГХ для ненарушенных образцов почв. Поэтому для проверки предложенного подхода были взяты данные слоистого песчаника. На рис. 7 представлены результаты валидации предложенного подхода путем сопоставления модельной ОГХ, полученной из томограммы образца слоистого песчаника, описанного в работе [12], с его экспериментальной ОГХ, определенной методом вытеснения воды азотом. Отсутствие информации о стандартном отклонении для экспериментальных данных затрудняет оценку статистической значимости различий между двумя кривыми. В целом наблюдается удовлетворительное соответствие между модельной ОГХ, полученной предлагаемым методом на основе

микротомографических данных, и экспериментальной ОГХ.

С другой стороны, при построении многомасштабных самосогласованных моделей почв и процессов почвообразования, включающих как модели гидрологии на масштабе ландшафта, так и модели агрегации почвенных частиц и формирования пористой структуры за счет физических и биологических процессов, требуется установление связи между микроскопической структурой почвы и ее гидрофизическими свойствами. Предложенный в работе подход может быть использован для решения этой задачи путем вычисления гидрофизических характеристик для модельных объектов. Стоит отметить, что при анализе томограмм сухого образца предлагаемый подход не позволяет учесть усадку почвы. В то же время при моделировании структуры почвы с процессом усадки, предлагаемый подход позволит учесть эффект от усадки на ОГХ. На рис. 8 представлены ОГХ, полученные методом α -форм для трехмерных моделей песчаников Fontainebleau, полученных в работе [9] методом плотной упаковки твердых частиц. Полученные ОГХ демонстрируют смещение распределения пор по размеру в область крупных пор в процессе цементирования мелких пор, как и ожидается соответственно моделированию серии трехмерных структур с постепенной цементацией порового пространства, начиная с мелких пор.

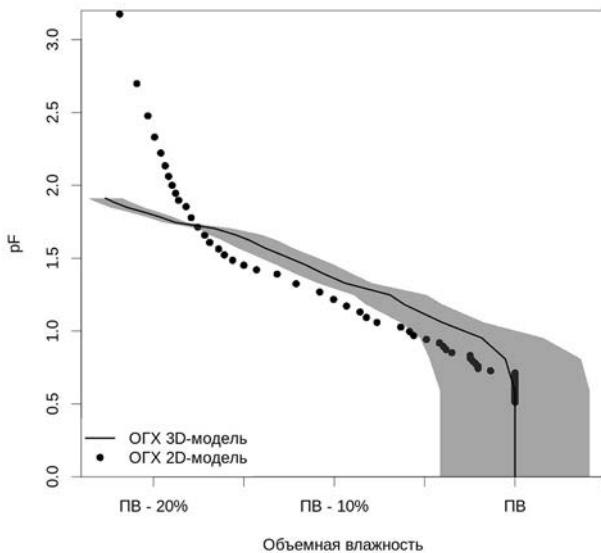


Рис. 6. Сравнение 2D- и 3D-моделей ОГХ, приведенных к полной влагоемкости (ПВ). Реконструированная по микрографии методом наибольшего диска ОГХ (точки) и по микротомограмме методом α -форм (линия) для микрогоризонта AKL 0–8 мм. Серым цветом показано стандартное отклонение для 3D-модели.

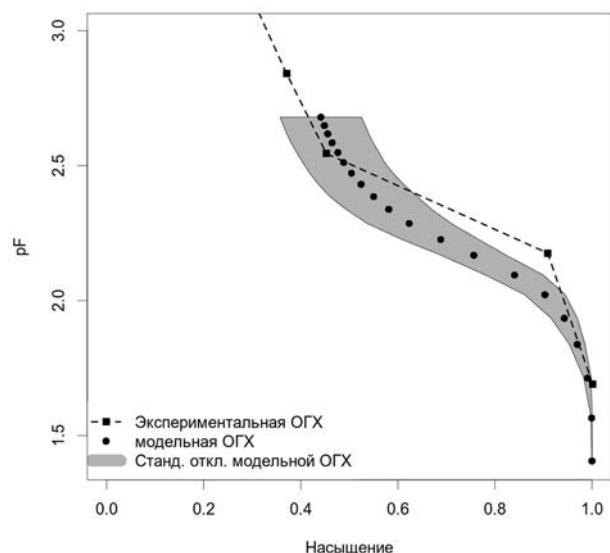


Рис. 8. Модель ОГХ реконструированная методом α -форм для Fontainebleau песчаников различной пористости [9]. Серым цветом показано стандартное отклонение модели.

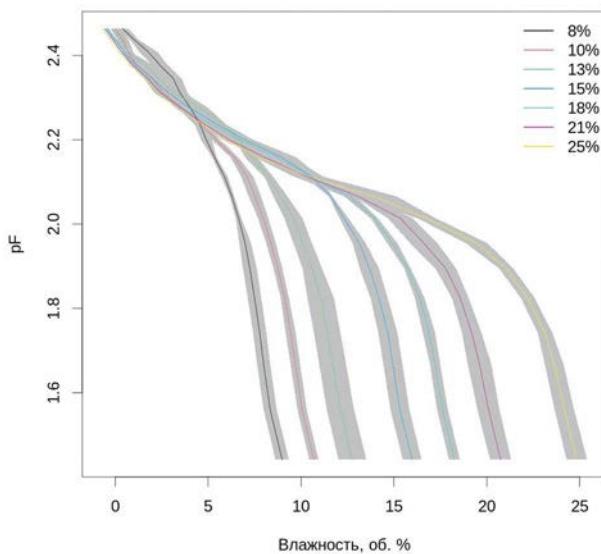


Рис. 7. Сравнение ОГХ, реконструированной по микротомограмме методом α -форм, и экспериментальной ОГХ для слоистого песчаника [12].

Основной целью разработанного подхода является анализ геометрических параметров порового пространства почв и других пористых тел. Сравнение с ОГХ приводится потому что ОГХ является экспериментально измеряемой кривой, близкой по сути к моделируемой характеристике порового

пространства. Считаем, что предлагаемый подход в комбинации с другими методами может позволить намного более точное моделирование гидрофизических характеристик почвы (ОГХ и функции влагопроводности), однако это требует большого объема экспериментальной работы и выходит за рамки данного исследования. Предлагаемый подход может быть использован для анализа геометрии двухфазных систем, в которых обе фазы являются твердыми, что может быть полезно в некоторых задачах геологии и почвоведения, например, при реконструкции гидрофизических свойств палеопочв.

Предлагаем данный подход как дополнение к другим методам анализа порового пространства. Например, анализ разности объемов α -форм и объемов порового пространства, методом, описанным в работе [18], не учитывающим закрытость части пор, может быть использован для оценки связности пор через капилляры различного диаметра. Наш подход также позволяет учесть удержание воды в сложной капиллярной структуре типа жамновских цепочек. Кроме того, характеристики получаемой непрерывной поверхности раздела между заполненной жидкостью и пустой частью порового пространства, например, отношение ее площади к внутреннему объему, могут использоваться как дополнительные параметры, характеризующие поровое пространство, при поиске корреляций с физическими свойствами почвы или при сравнении образцов между собой, в частности, при исследовании динамики структуры порового пространства. Содержащаяся в модельной ОГХ информация о связности и анизотропии порового пространства

может быть использована для более точного расчета функции влагопроводности на основе модели ван Генухтена, поскольку томографические данные получаются для ненарушенных образцов, и предложенный подход позволяет раздельно анализировать вертикально и горизонтально связанные поры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен новый подход анализа порового пространства почв по микротомограммам. Настоящий подход основан на новом численном методе построения трехмерных сеточных моделей (α -форм), принцип которого обеспечивает физичность подхода, а производительность алгоритма позволяет работать с томографическими изображениями. Подход позволяет получать важные гидрофизические характеристики почв и протестирован на микротомограммах четырех контрастных микрогоризонтов коркового солонца. Результаты демонстрируют возможность физически обоснованного моделирования части ОГХ и явные различия в анизотропии связности пор для микрогоризонтов солонца. Предложенный анализ на томографических изображениях с более высоким разрешением позволит моделировать более широкий диапазон ОГХ.

Разработанный метод анализа порового пространства и определения гидрологических характеристик может быть применен не только к томографическим изображениям реальных образцов, но и к трехмерным моделям, полученным с использованием различных подходов. Примерами могут служить моделирование образования почвенной структуры и почвенных агрегатов, моделирование плотной упаковки твердых частиц с заданным распределением по размерам [11] или стохастические реконструкции 3D-структур из 2D-микрофотографий.

Предложенный подход представляет перспективный инструмент для углубленного изучения геометрии порового пространства почв и других пористых тел, получения важных гидрофизических характеристик и развития многомасштабного моделирования почвенных процессов. Дальнейшие исследования и экспериментальная валидация метода на различных типах почв позволят повысить точность и расширить область применения разработанного подхода.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследование выполнено с привлечением оборудования Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им.

В. В. Докучаева. Авторы выражают признательность О. Л. Борисовой за помощь в оформлении статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект 21-74-20121.

ВКЛАД АВТОРОВ

Участие соавторов: В.А.А., В.Т.А., В.Н.А. – разработка подхода для анализа томографических данных и написание статьи, А.К.Н. – предоставление томографических изображений образцов почвы.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абросимов К.Н., Герке К.М., Фомин Д.С., Романенко К.А., Корост Д.В. Томография в почвоведении: от первых опытов к современным методам (обзор) // Почвоведение. 2021. № 9. С. 1097–1112. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21090021>
2. Белолюбцев А.И., Болотов А.Г. Моделирование гидрофизических параметров почв склонов Нечерноземной зоны // Вестник АГАУ. 2018. № 6(164). С. 86–91.
3. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0: Коллективная монография М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2014. 768 с. <https://egrpr.esoil.ru/>
4. Иванов А.Л., Шеин Е.В., Скворцова Е.Б. Томография порового пространства почв: от морфологической характеристики к структурно-функциональным оценкам // Почвоведение. 2019. № 1. С. 61–69. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19010064>
5. Плаченов Т.Г., Колосенцев С.Д. Порометрия. Л.: Химия, 1988. 175 с.
6. Скворцова Е.Б., Герке К.М., Корост Д.В., Абросимов К.Н. Строение порового пространства в подзолистых горизонтах суглинистых почв (анализ 2d и 3d изображений) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2013. № 71. С. 65–79. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2013-71-65-79>
7. Шеин Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с. ISBN 5-211-05021-5

8. Шеин Е.В. Современное состояние, перспективы и актуальные вызовы в физике почв — стратегический ресурс России. Тез. докл. VIII съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Школы молодых ученых по морфологии и классификации почв. М., 2021. С. 66–67.
9. Berg C.F., Held R. Fundamental Transport Property Relations in Porous Media Incorporating Detailed Pore Structure Description // Transp. Porous Media 2016. V. 112. P. 467–487.
<https://doi.org/10.1007/s11242-016-0661-7>
10. Cássaro F.A.M., Durand A.N.P., Gimenez D., Vaz C.M.P. Pore-Size Distributions of Soils Derived using a Geometrical Approach and Multiple Resolution MicroCT Images // Soil Sci. Soc. Am. J. 2017. V. 81. P. 468–476.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2016.09.0291>
11. Edelsbrunner H., Kirkpatrick D.G., Seidel R. On the shape of a set of points in the plane // IEEE Transactions on Information Theory. 1983. V. 29. P. 551–559.
<https://doi.org/10.1109/TIT.1983.1056714>
12. Lin Q., Bijelic B., Ali Q., Raeini, Rieke H., Blunt M.J. Drainage capillary pressure distribution and fluid displacement in a heterogeneous laminated sandstone // Geophys. Res. Lett. 2021. V. 48.
<https://doi.org/10.1029/2021GL093604>
13. Mahabadi N., Dai S., Y. Seol Y., Sup Yun T., Jang J. The water retention curve and relative permeability for gas production from hydrate-bearing sediments: pore-network model simulation // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016 V. 17. P. 3099–3110.
<https://doi.org/10.1002/2016GC006372>
14. Mufti S., Arghya D. Pore network modeling approach for simulating soil water retention curve under different stress conditions // E3S Web of Conferences. 2023. V. 382. P. 10004.
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/202338210004>
15. Münch B., Holzer L. Contradicting Geometrical Concepts in Pore Size Analysis Attained with Electron Microscopy and Mercury Intrusion // J. Am. Ceram. Soc. 2008. V. 91. P. 4059–4067.
<https://doi.org/10.1111/j.1551-2916.2008.02736.x>
16. Portaneri C., Rouxel-Labbé M., Hemmer M., Cohen-Steiner D., Alliez P. Alpha Wrapping with an Offset // ACM Transactions on Graphics. Proceedings of the ACM SIGGRAPH conference. 2022. V. 41. P. 1–22.
<https://doi.org/10.1145/3528223.3530152>
17. Silin D., Patzek T. Pore space morphology analysis using maximal inscribed spheres // Physica A. 2006. V. 371. P. 336–360.
<https://doi.org/10.1016/j.physa.2006.04.048>
18. Song S., Qile D., Jingna W. Improved algorithm for estimating pore size distribution from pore space images of porous media // Phys. Rev. E. 2019. V. 100. P. 053314.
<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.100.053314>
19. Torquato S. Random Heterogeneous Materials: Microstructure and Macroscopic Properties // Springer-Verlag. 2002.
<https://doi.org/10.1007/978-1-4757-6355-3>
20. Xiong Q., Baychev T.G., Jivkov A.P. Review of pore network modelling of porous media: Experimental characterisations, network constructions and applications to reactive transport // J. Contam. Hydrol. 2016. V. 192. P. 101–117.
<https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2016.07.002>
21. Yang Z., Peng X.F., Lee D.J., Chen M.Y. An image-based method for obtaining pore-size distribution of porous media // Environ. Sci. Technol. 2009. V. 43(9). P. 3248–3253.
<https://doi.org/10.1021/es900097e>
22. Zubov A.S., Murygin D.A., Gerke K.M. Pore-network extraction using discrete Morse theory: Preserving the topology of the pore space // Phys. Rev. E. 2022. V. 106. P. 055304.
<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.106.055304>

Application of Geometric α -Shapes to Analyze Soil Pore Space Using Microtomograms

A.A. Vladimirov^{1, 2, *}, K.N. Abrosimov¹, T.A. Vasiliev¹, and N.A. Vasilyeva¹

¹Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

²Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 141980 Russia

*e-mail: artem.a.vladimirov@gmail.com

This study proposes a new approach for analyzing images of the internal structure of soil (microtomograms) and modeling key hydrophysical functions based on the tomographic characteristics of the pore space. The approach is based on constructing a series of closed shells (α -shapes) around the studied three-dimensional section of the tomogram. These shells are capable of penetrating into the pores of the object with a diameter greater than a specified value. The dependence of the internal volume of the shells on the minimum pore size is analyzed. The algorithm of α -shapes construction

simulates the process of drying pores connected to the surface and allows for analyzing the anisotropy of pore connectivity by limiting the permeability of a part of the object's surface. The constructed α -shapes model the surface of the liquid phase, and the maximum curvature of the surface corresponds to the capillary pressure. The approach is applied to analyze samples of the soil microprofile of a crusty solonetz with a contrasting pore space structure. The microhorizons of the solonetz demonstrate pronounced closed porosity and anisotropy of pore connectivity. The approach allows for estimating the Water Retention Curve (WRC), pore connectivity, and anisotropy. The results were compared with typical known WRCs of solonetzic soil horizons in soils of Russia. A comparison of WRC models obtained based on 2D and 3D images was conducted. The method was also tested on tomograms of samples of aeolian laminated sandstone, for which both tomograms and direct WRC measurements were simultaneously available.

Keywords: soil tomography, WRC modeling, pore connectivity, anisotropy of pore connectivity, tomographic characteristics, pore space structure

ЧИСЛЕННОСТЬ И ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ МИКРООРГАНИЗМОВ В ПРОФИЛЕ ПОЧВ Г. МУРМАНСКА

© 2024 г. М. В. Корнейкова^{a, b, *} (<http://orcid.org/0000-0002-6167-1567>),
А. С. Сошина^{a, b}, Н. В. Фокина^b, В. А. Мязин^{a, b}, Е. В. Козлова^a, В. И. Васенев^c

^aРоссийский университет дружбы народов, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

^bИнститут проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН,
Академгородок, 14а, Анадырь, 184209 Россия

^cУниверситет Вагенингена, Вагенинген, 6707 Нидерланды

*e-mail: korneykova.maria@mail.ru

Поступила в редакцию 01.04.2024 г.

После доработки 27.06.2024 г.

Принята к публикации 12.07.2024 г

Проведен сравнительный анализ химических и микробиологических свойств по профилю в почвах (Urbic Technosol) г. Мурманска по сравнению с подзолом (Albic Podzol) на фоновой территории. В городских почвах выявлено увеличение значений pH и содержания основных биогенных элементов C, N, P, K, особенно заметное для глубинных горизонтов. В верхних горизонтах городских почв отмечено увеличение численности культивируемых бактерий: сапротрофных до 3–6 млн КОЕ/г, олиготрофных до 4.5–8 млн КОЕ/г – и уменьшение количества культивируемых микроскопических грибов на два порядка (до 10^3 КОЕ) по сравнению с природными подзолами. При этом в нижних горизонтах городских почв выявлено увеличение численности всех групп микроорганизмов по сравнению с фоном. Такая закономерность характерна и для разнообразия комплексов микромицетов в городе. В верхних горизонтах городских почв отмечена пространственная неоднородность видового состава и структуры комплексов микроскопических грибов, тогда как в более глубоких горизонтах наблюдается относительная однородность состава доминирующих видов: *Trichocladium griseum*, относительное обилие 41–77%. Отмечено увеличение доли и обилия условно патогенных микромицетов групп BSL-1 и BSL-2 50–60% в верхних горизонтах почв в городе по сравнению с природными подзолами, где эта доля составляет 30%. Степень микологической опасности городских почв варьировала от опасной до безопасной, значения индекса микологической опасности (I_m) изменились от 7–20 в центре города до 1.5–3.6 на окраине. Результаты показали, что урбанизация в Арктике не только приводит к изменениям химических свойств почв, но и создает новую нишу для развития микроорганизмов в глубинных почвенных горизонтах.

Ключевые слова: урбанизация, микробное сообщество, обилие видов грибов, условно патогенные микромицеты, индекс микологической опасности, арктическая зона Российской Федерации, Urbic Technosol, Albic Podzol

DOI: 10.31857/S0032180X24120109, **EDN:** JCRTGS

ВВЕДЕНИЕ

Почвы арктических городов привлекают интерес исследователей уникальным сочетанием экстремальных климатических условий и высокой антропогенной нагрузки. Микробиом арктических почв своеобразен и существенно отличается от других регионов [71]. Происходящая в городах трансформация растительного покрова, создание почвенных конструкций, загрязнение и связанные

с ними изменения физико-химических параметров почв формируют отличные от природных аналогов микробные сообщества [6, 22]. В частности, эффект городского “острова тепла” приводит к повышению температуры почвы, стимулирует микробиологическую активность [74] и обеспечивает благоприятные условия для развития микробного сообщества, создавая специфические ниши, которые могут превратиться в своеобразные очаги биоразнообразия микроорганизмов [33, 44]. В то же

время повышение температуры и загрязнение среды создают условия для роста сообществ стресс-толерантных условно патогенных видов микроорганизмов, сопряженное с рисками для здоровья человека [18, 65].

Изучение состава, структуры и состояния почвенного микробного сообщества необходимо для оценки функционирования экосистемы арктического города, особенно в условиях потепления Арктики [48]. Так, многие исследования анализируют роль почвенных микроорганизмов в секвестрации и стабилизации органического вещества [14, 50, 57]. Микроорганизмы также играют ключевую роль в процессах поддержания круговорота питательных веществ и биоразнообразия [1, 67, 68], детоксикации почв, производстве биологически активных веществ и прочих процессах [7, 58]. На данный момент изучение комплексов почвенных культивируемых бактерий и микроскопических грибов в основном проводилось для городов умеренного и теплого климата России, например, Благо-вешенск, Владивосток, Воронеж, Киров, Курск, Москва, Нальчик, Пущино, Ростов-на-Дону, Сочи, Ярославль и др. [5, 18, 19, 23, 27, 32, 51]. Для арктических городов исследования единичны: была изучена структура микробного сообщества городов Апатиты, Кандалакша, Лабытнанги и Надым [23, 32, 60]. При этом большинство из них направлены на анализ санитарно-эпидемиологических рисков городских почв, в основном сосредоточены на выявлении опасных групп бактерий – возбудителей соответствующих заболеваний (роды *Escherichia*, *Enterobacter*, *Klebsiella*, *Salmonella* и др.) [20, 41, 42, 51], тогда как сообществам потенциально опасных микроскопических грибов не уделялось достаточно внимания.

Как правило, микробиологические исследования почв в Арктике сосредоточены на верхних почвенных горизонтах [50]. Результаты, полученные в таких исследованиях, могут быть представительны для природных почв [16, 29]. Однако в городских почвах, где более глубокие слои, как правило, искусственно созданы или сильно трансформированы, изучение профильного распределения микробиологических параметров очень актуально [53, 64]. Для почв крупнейшего в мире арктического г. Мурманска последствия урбанизации были ранее продемонстрированы в отношении химического загрязнения, физических свойств почвы, биомассы и численности копий генов разных групп микроорганизмов [61], а также содержания санитарно-показательных групп бактерий [34].

Цель работы – анализ численности разных групп микроорганизмов и таксономического разнообразия культивируемого сообщества микроскопических грибов, в том числе долевое участие условно патогенных микромицетов, в почвах г. Мурманска.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Характеристика района исследований. Мурманск ($68^{\circ}58' N$; $33^{\circ}05' E$) – крупнейший город мира за Полярным кругом, расположенный на севере Кольского полуострова, на восточном побережье Кольского залива. Район относится к Атлантико-Арктической зоне умеренного климата из-за влияния теплого течения Гольфстрим. Средняя температура самых холодных месяцев около $-11^{\circ}C$, что значительно теплее, чем в целом по Кольскому полуострову, а средняя температура летних месяцев $+13^{\circ}C$. Большая часть годовой суммы осадков (500 мм) выпадает в виде снега в зимний период [26]. Район относится к зоне лесотундры, протянувшейся узкой полосой шириной около 50 км параллельно побережью Баренцева моря. Подзолы являются доминирующим зональным типом почв [29].

Отбор образцов. Почвенные образцы отбирали на территории г. Мурманска (в центральной части и на окраине) в июле 2021 г. В качестве фонового использовали ненарушенный участок (MUR-NR), расположенный в лесотундровой зоне, в районе п. Абрам-мыс (рис. 1). На каждом участке заложили по одному полнопрофильному почвенному разрезу и по две точки, где выполняли бурение с использованием почвенного бура Eijkelkamp (Нидерланды) с насадками для супесчаных и суглинистых грунтов. В каждой точке образцы отбирали в трехкратной повторности. Описание участков приведено в табл. 1. Результаты морфологического описания почвенных разрезов и физико-химических свойств почв подробно описаны в ранее [61]. Согласно Мировой реферативной базе почвенных ресурсов [55] почва фонового участка (MUR-NR) классифицирована как Leptic Albic Podzol (Arenic, Folic), городские почвы – как Urbic Technosols (Arenic).

Для микробиологического анализа образцы отбирали по горизонтам стерильно по стандартной методике отбора проб [56], транспортировали в лабораторию и до начала анализа хранили в холодильнике при температуре $+4^{\circ}C$. Анализы проводили в свежих образцах на следующий день после отбора.

Численность и разнообразие культивируемых микроорганизмов. Численность колонииобразующих единиц (КОЕ) и разнообразие культивируемых микроскопических грибов определяли методом посева на среду Чапека с добавлением молочной кислоты (4 мл/л) для ингибирования роста бактерий [10]. Повторность каждого варианта пятикратная. Инкубацию проводили в термостатах при температуре $27^{\circ}C$ в течение 7–10 сут, при $5^{\circ}C$ в течение 5–6 недель, чтобы дополнительно выделить психротолерантные штаммы и $37^{\circ}C$ – для выявления условно патогенных (оппортунистических) видов, которые могут представлять опасность для здоровья

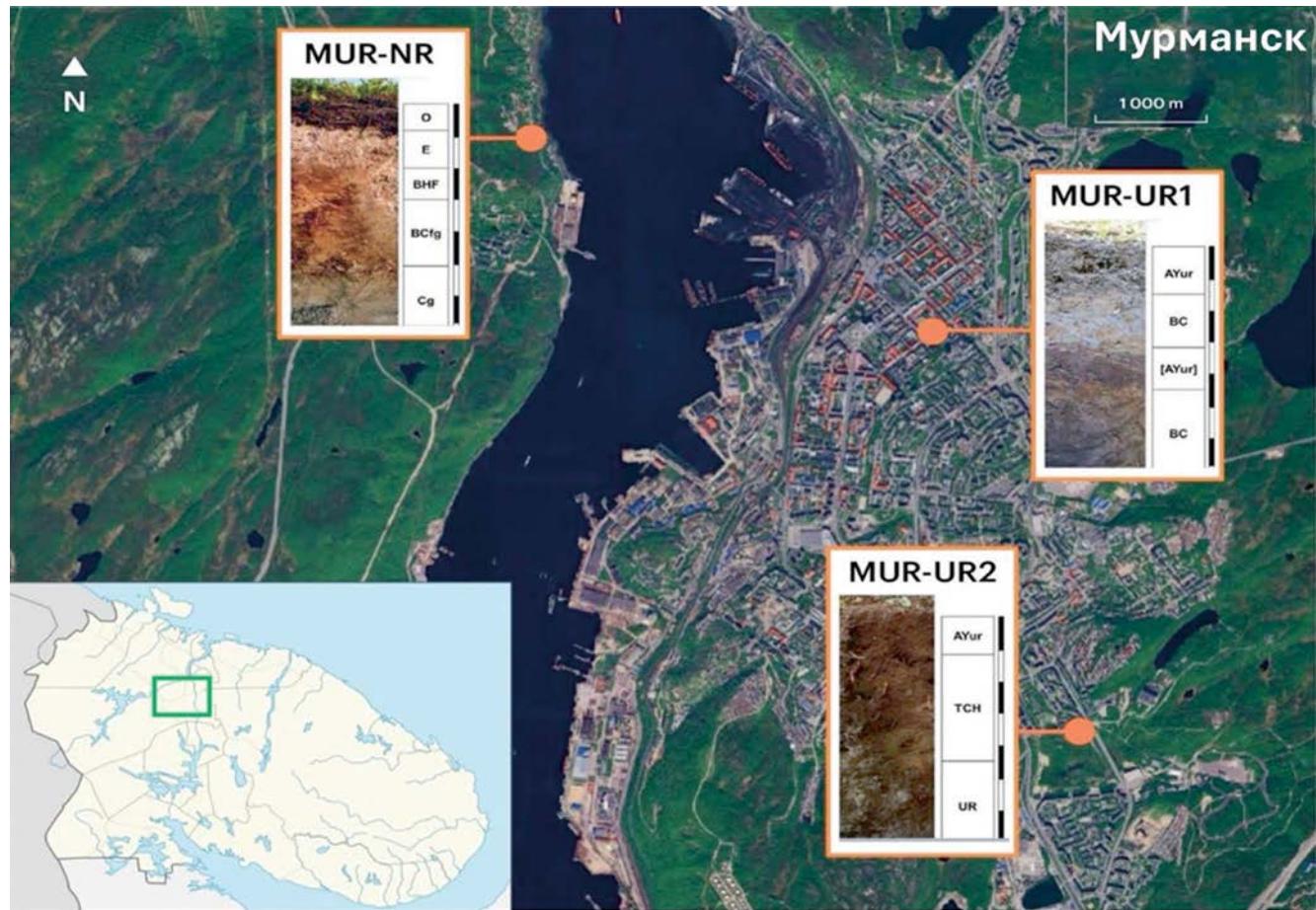


Рис. 1. Расположение участков отбора проб.

Таблица 1. Характеристика участков

Участок	Координаты	Характеристика	Почва	Растительность
MUR-NR	68.98394 N 33.01746 E	Фоновый участок, характеризуется пологим рельефом, материнские породы – моренные валунные пески и супеси	Leptic Albic Podzol (Arenic, Folic)	Древесный ярус с преобладанием <i>Pinus friesiana</i> и <i>Picea obovata</i> и присутствием <i>Betula pubescens</i> . Кустарниковый ярус представлен <i>Juniperus communis</i> . Травяно-кустарничковый ярус представлен <i>Empetrum nigrum</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>V. myrtillus</i> , <i>Ledum palustre</i>
MUR-U1	68.97267 N 33.08597 E	Участок расположен в центральной части города	Urbic Technosols (Arenic)	Древесный ярус представлен <i>Sorbus Gorodkovii</i> . Травянисто-кустарничковый ярус – злаково-разнотравное сообщество с доминированием <i>Festuca rubra</i> и присутствием <i>Taraxacum officinale</i> и <i>Ranunculus acris</i>
MUR-U2	68.94488 N 33.11141 E	Участок расположен на окраине города	Urbic Technosols (Arenic)	Древесно-кустарниковый ярус представлен <i>Betula pubescens</i> и <i>Syringa josikaea</i> , в травянистом ярусе доминировали виды сем. <i>Poaceae</i> , <i>Festuca rubra</i> , а также <i>Taraxacum officinale</i>

человека. Анализ биологического разнообразия микроскопических грибов выполняли на основе культурально-морфологических признаков (микроскоп Olympus CX41) с использованием современных определителей [47, 59, 70]. Наименование видов и систематическое положение корректировали по базе данных CABI Bioscience Databases [54]. Для ряда видов, выделенных в форме стерильного мицелия, идентификацию осуществляли на основании анализа участка ITS1–5.8S–ITS2 рДНК. Выделение ДНК осуществляли по методике, описанной Глушаковой с соавт. [4], но культуры подвергали трем циклам обработки, поскольку мицелиальные грибы более устойчивы к внешним воздействиям.

Представленность видов оценивали по показателю относительного обилия видов. Дополнительно для характеристики сообщества микроскопических грибов использовали индекс разнообразия Шеннона, индекс доминирования Симпсона и индекс выровненности Пиелу.

Численность культивируемых сапротрофных бактерий определяли на мясо-пептонном агаре, численность олиготрофных бактерий – на слабоминерализованной среде Аристовской [2]. Расчеты численности культивируемых бактерий и грибов проводили на абсолютно сухую почву, высушеннную при 105°C до постоянного веса.

Анализ условно патогенных микромицетов. Выделенные виды микромицетов относили к группе условно патогенных (УПГ) по классификации [46], согласно которой их разделили на три группы, в соответствии с их потенциальной опасностью для здоровья человека: BSL-1, BSL-2, BSL-3 (по мере увеличения степени опасности), что соответствует группам патогенности IV, III, II, согласно СанПиН 3.3686-21 [30].

Для оценки неблагоприятного для человека изменения среды в результате изменения комплексов микроскопических грибов рассчитывали индекс комплексной оценки микологической опасности по формуле [21]:

$$Im = D \cdot C,$$

где Im – индекс микологической опасности, D – изменение разнообразия (количество видов) УПГ по сравнению с контролем, C – изменение содержания (обилия) УПГ по сравнению с контролем.

Увеличение разнообразия и обилия УПГ в 2 раза, т.е. $Im > 4$, позволяет оценить ситуацию как микологически опасную.

Статистическую обработку экспериментальных данных и их визуализацию выполняли в программах R 4.3.3 и MS Excel. Оценку значимости различий численности микроорганизмов в разных участках проводили с помощью однофакторного

дисперсионного анализа (ANOVA, критерий Краскела–Уоллиса) с последующей процедурой по парных множественных сравнений. Выбор метода был обусловлен результатами предварительных анализов: проверка гипотезы нормальности распределения экспериментальных данных (критерий Шапиро–Уилка) и однородности дисперсий выборок (критерий Левена). Кластерный анализ обилия микроскопических грибов выполняли по методу Варда, дистанции были рассчитаны по евклидовому расстоянию. Его результаты были визуализированы тепловой картой с помощью пакетов “pheatmap” и “RColorBrewer”. Анализ сходства видового состава микромицетов, основанного на признаке присутствие–отсутствие вида в почвенном горизонте, проводили с помощью кластерного анализа по методу Варда, реализованного в пакете “vegan”, дистанции были рассчитаны по критерию сходства Серенсена. Связь между химическими и микробиологическими свойствами анализировали с помощью корреляционного анализа (коэффициент корреляции Пирсона). Факторный анализ данных проводили по методу главных компонент с помощью пакета “FactoMineR”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Физико-химические свойства почв. Результаты морфологического описания почвенных разрезов и физико-химических свойств почв подробно описаны в работе [61]. Отдельные данные использовали для выявления взаимосвязи между химическими и микробиологическими параметрами почв. В табл. 2 приведены основные физико-химические параметры изучаемых почв.

Для верхнего торфо-подстилочного горизонта фоновой почвы (MUR-NR) показана сильнокислая реакция среды, для нижележащих минеральных горизонтов pH_{H_2O} смешался в слабокислую область и достигал максимального значения 5.5 в горизонте BCs. В профиле MUR-U1 pH был в среднем на единицу больше, чем в естественной почве, при этом наибольшие значения наблюдались в средней части профиля, а наименьшие – в верхнем слое почвы. В отличие от первых двух профилей pH_{H_2O} в MUR-U2 варьировал от нейтрального до слабощелочного, при этом средние значения были на три единицы выше, чем в природных условиях.

Содержание общего углерода (TC) в верхнем 5–10 см слое городских почв было значительно ниже, чем в торфо-подстилочном горизонте подзола фонового участка, а для минеральных горизонтов показана обратная закономерность. Профильное распределение углерода в фоновой почве имело два максимума – в горизонтах O и Bhs, что характерно для подзолов [29]. В профиле городских почв распределение углерода также имело два максимума; однако в данном случае они

Таблица 2. Физико-химические свойства почв

Горизонт (глубина, см)	Плотность	pH	TC, %	TN, %	TC/TN	P, мг/кг	K, мг/кг
MUR-U1							
Au (0–10)	0.9	5.18	3.71	0.19	19	1054	84
BC (10–35)	1.38	5.93	0.39	0.03	13	1002	64
Aub (35–45)	1.35	5.69	2.42	0.1	24	401	55
BC (45–55)	1.34	5.82	0.77	0.04	17	428	105
C (55–90)	1.6	5.5	0.59	0.03	20	550	50
MUR-U2							
Au (0–10)	0.85	7.03	4.20	0.14	30	669	121
BCu (10–55)	1.41	8.23	0.99	0.04	26	340	102
ABub (55–90)	1.5	7.5	1.31	0.08	16	610	110
MUR-NR							
O (0–7)	0.16	3.66	46.47	1.13	41	348	75
E (7–20)	1.45	5.4	0.45	0.02	29	64	64
Bhs (20–30)	1.2	5.12	3.77	0.09	40	554	65
BCs (30–55)	1.22	5.5	1.19	0.05	25	260	57
Cg (55–90)	1.62	5.49	0.8	0.04	21	675	44

соответствовали поверхностному и погребенному горизонтам. Соотношение общего углерода к общему азоту (TC/TN) в городских почвах было ниже, чем в подзолах, по всему профилю, что, вероятно, является результатом дополнительного поступления азота, как это часто отмечается для городских почв по сравнению с природными эталонами [64, 73].

Содержание фосфора в городских почвах было в 2–3 раза выше, чем в природных почвах, что особенно заметно для профиля MUR-U1 в центральной части города. Вероятно, деятельность человека способствовала дополнительному поступлению фосфора, что также часто отмечается для городских почв и иногда характеризуется как фосфорное загрязнение городских почв [75]. Содержание калия в городских почвах также было на 10–20% выше, чем в фоновом подзоле. Плотность сложения верхнего слоя городской почвы была выше, чем естественной, а для нижележащих минеральных горизонтов разница между объектами была незначимой.

Численность микроорганизмов по почвенному профилю. Микроскопические грибы. Численность культивируемых микромицетов в верхних горизонтах городских почв изменялась от 4×10^3 до 9×10^3 КОЕ/г почвы (рис. 2а), тогда как в фоновой почве она была на несколько порядков выше и составила 2×10^5 КОЕ/г почвы ($p < 0.05$). Подобная

закономерность отмечалась в работах [24, 28]. В минеральных горизонтах выявлена иная закономерность: уже на глубине 10 см численность культивируемых микромицетов в городских почвах была выше, чем в фоновой почве, что ранее отмечалось в других работах [11]. Максимальная разница в численности микромицетов городских и фоновых почв выявлена в более глубоких погребенных слоях (35–45 см), далее вниз по профилю разница уменьшается, и на глубине 70–80 см различий практически не обнаружено.

В фоновой почве отмечено постепенное уменьшение численности культивируемых грибов от поверхностного к минеральным горизонтам, что ранее выявлено в работах других авторов [1, 3, 13]. Подобное распределение численности микроскопических грибов характерно для почв разных климатических зон и связано с уменьшением вниз по профилю доступного органического вещества [7]. Лесные почвы, как правило, имеют на поверхности разнообразный по составу опад, формирующий богатую органическим веществом подстилку. В более глубоких слоях численность грибов меньше из-за недостатка органического вещества, избыточного увлажнения и слабой аэрации минеральной толщи лесотундровых почв [62, 69].

В городских почвах распределение численности во многом зависит от истории землепользования.

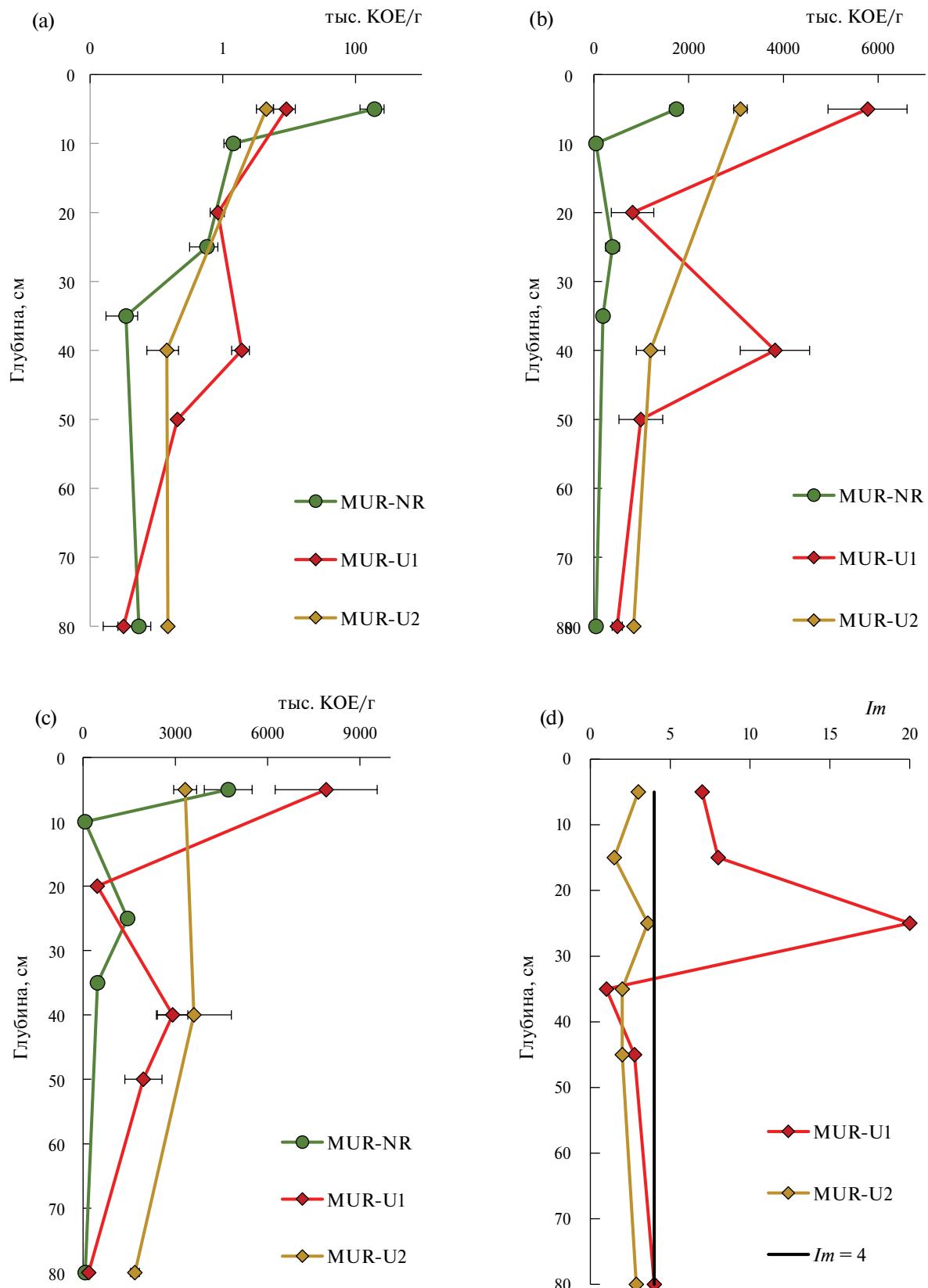


Рис. 2. Численность микроскопических грибов (а), сапротрофных (б) и олиготрофных (в) бактерий и индекс микологической опасности (д) почв: центр города – MUR-U1, окраина города – MUR-U2, фоновый участок – MUR-NR.

Накопление грибов в нижележащих горизонтах связано с наличием погребенных горизонтов, артефактов и иных субстратов [73], которые могут быть нишой для развития микроорганизмов [35, 61]. Также микромицеты могут долгое время сохраняться в погребенных горизонтах в неактивном состоянии в виде спор, катализатором развития которых является поступление дополнительного органического вещества — лимитирующего фактора для почвенных микроорганизмов [11]. Численность грибов положительно коррелировала с содержанием углерода и азота ($r = 0.65\text{--}1.00$), что хорошо согласуется с предыдущими исследованиями [9, 38, 40] и отрицательно с плотностью почвы и актуальной кислотностью ($r = -0.60\text{--}0.85$). Известно, что в результате уплотнения почвы при вытаптывании уменьшается микробная активность и функциональное разнообразие [43, 63], что связано с недостаточным количеством кислорода — лимитирующим фактором для многих микроскопических грибов. В то же время установлено, что в городских условиях на снижение численности грибов оказывает влияние характерное подщелачивание верхних горизонтов почв [37].

Бактерии. Для сапротрофных и олиготрофных бактерий выявлена иная закономерность. Уже в верхнем горизонте в городских почвах численность обеих групп была выше, чем в фоновой почве в 2–3 раза и изменялась от 3 до 6 млн КОЕ/г почвы — для сапротрофных бактерий ($p < 0.05$) и от 4.5–8 млн КОЕ/г почвы — для олиготрофных (рис. 2b, 2c). В целом численность олиготрофных бактерий была выше, чем сапротрофных в городских и фоновых почвах ($p < 0.05$). Ранее выполненные исследования в г. Апатиты показали сходную закономерность. Численность бактерий в верхних горизонтах селитебной и общественно-рекреационной почв превышала бактериальную численность в относительно чистых участках лесных почв окрестностей в 2 раза [60]. Аналогичные тенденции выявлены для сапротрофного бактериального комплекса почв Сыктывкара, где в урбанизме численность была выше, чем в верхнем горизонте контрольных почв [5]. Для верхних горизонтов урбанизированных почв Москвы выявлены более высокие значения численности сапротрофного бактериального комплекса — от 1.2 до 3.15×10^7 КОЕ/г почвы [19].

Это может быть связано как с тем, что микробиота городской среды более молодая по сравнению со зрелыми биоценозами, сформированными в лесной подстилке, и для нее характерны высокие скорости роста и быстрый захват трофических ресурсов, так и с тем, что городские почвы имеют нейтральную или слабощелочную реакцию, что более предпочтительно для развития почвенных бактерий [32].

Накопление бактерий в городских почвах в минеральных горизонтах также отмечено и другими

авторами для урбанизированных полос [18]. В профиле MUR-U1 на глубине 20 см численность обоих групп бактерий снижается почти на порядок, в то время как в погребенном горизонте (примерно на глубине 40 см) происходит рост численности бактерий до 4 млн КОЕ/г, а затем снова снижение. В профиле MUR-U2 погребенный горизонт отсутствует и уменьшение численности бактерий по почвенному профилю происходит более плавно.

Таксономическое разнообразие культивируемых микроскопических грибов. Всего из почв г. Мурманска и фоновой лесотундровой зоны выделено 28 видов микроскопических грибов, относящихся к 14 родам, 9 семействам (Aspergillaceae, Chaetomiaceae, Hypocreaceae, Mucoraceae, Ophiostomataceae, Saccotheciaceae, Tilachlidiaeae, Torulaceae, Umbelopsidaceae), 8 порядкам (Dothideales, Eurotiales, Hypocreales, Mucorales, Ophiostomatales, Pleosporales, Sordariales, Umbelopsidales), 5 классам (Dothideomycetes, Eurotiomycetes, Mucoromycetes, Sordariomycetes, Umbelopsidomycetes) и 2 отделам (Ascomycota, Mucoromycota). Отдел Mucoromycota представлен родами *Mucor* и *Umbelopsis*. Отдел Ascomycota представлен 12 аноморфными родами (*Acremonium*, *Aspergillus*, *Aureobasidium*, *Humicola*, *Paecilomyces*, *Penicillium*, *Sporothrix*, *Talaromyces*, *Tilachlidium*, *Torula*, *Trichocladium*, *Trichoderma*). Также выделен один штамм стерильного мицелия неопределенного систематического положения ввиду сложного культивирования.

Отмечено сокращение видового разнообразия микроскопических грибов в верхних горизонтах городских почв по сравнению с фоновыми и увеличение в более глубоких почвенных горизонтах (рис. 3). Так, в фоновой почве в верхнем горизонте выделено 10 видов, в почве городских участков 4–5 видов; в минеральных горизонтах количество выделенных видов в почве лесотундры варьировало от 2 до 4, тогда как в городских от 2 до 7. Сокращение разнообразия культивируемых микроскопических грибов в верхних горизонтах городских почв по сравнению с фоновыми территориями отмечено и в работах других авторов [22, 24]. Тогда как в более глубоких горизонтах городских участков возможно накопление разнообразных видов грибов, находящихся в форме спор. Установлено, что в городских почвах увеличивается доля спор в биомассе грибов по сравнению с фоновыми минеральными горизонтами аналогичной глубины [15, 61, 66]. Известно, что погребенные горизонты почв являются природными резервуарами сохранения видового разнообразия микроскопических грибов [35]. В проведенном ранее исследовании для г. Апатиты, также расположенного на Кольском полуострове, не обнаружено подобной закономерности, максимальная видовая насыщенность отмечалась для верхних горизонтов как городских, так и фоновых почв [60]. Возможно, это связано с более

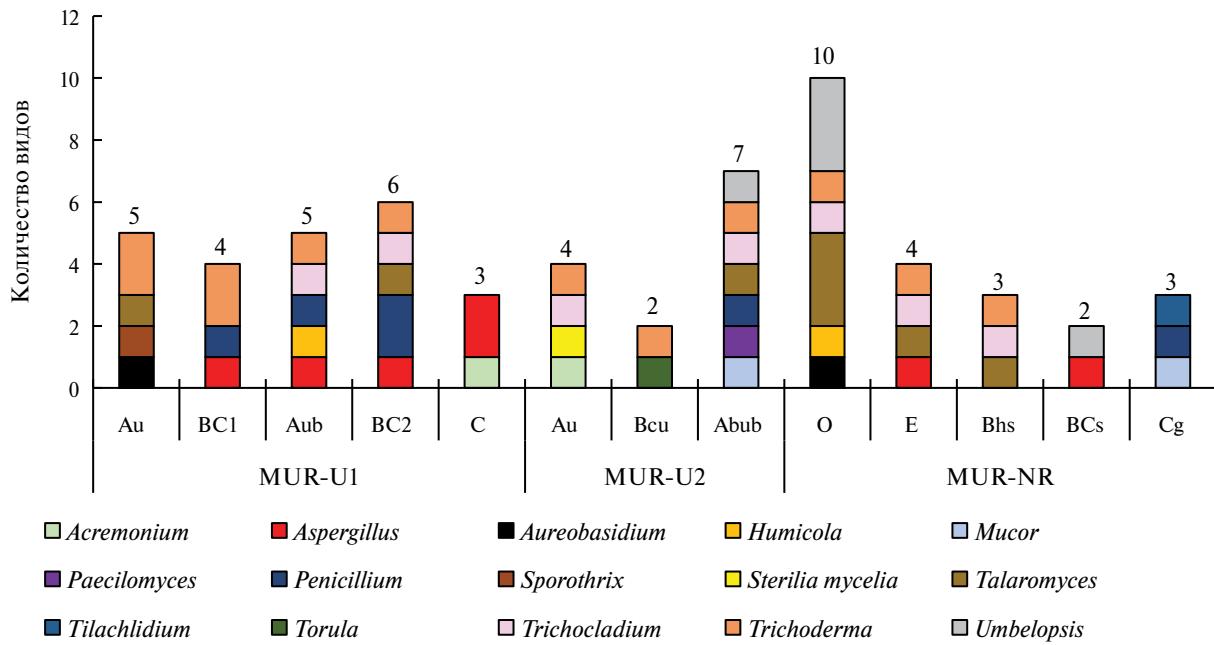


Рис. 3. Представленность микроскопических грибов на уровне родов: центр города – MUR-U1, окраина города – MUR-U2, фоновый участок – MUR-NR.

молодым возрастом Апатитов по сравнению с областным центром г. Мурманска, где имеет место явление микологической памяти в погребенных горизонтах, отражающих долгую историю землепользования [66].

Наибольшим видовым разнообразием характеризовались роды *Aspergillus*, *Trichoderma* и *Umbelopsis* (по 4 вида) (рис. 4). Представители рода *Aspergillus* в основном встречались в разных почвенных горизонтах участка MUR-U1, где составляли 17–67% от общего количества выделенных видов. Это можно объяснить присутствием более южных видов в урбанизированных северных территориях [22]. Представители рода *Trichoderma* встречались во всех изученных почвах на разных глубинах, где составляли 10–50% от общего количества выделенных видов. Грибы рода *Trichoderma*, являются колонизаторами растительных остатков, отличаются высокой ферментативной и антибактериальной активностью, а также отвечают за плодородие и супрессивные свойства почвы [47]. Грибы рода *Umbelopsis* в основном были приурочены к фоновой лесотундре, где достигали 30–50% от общего количества видов. Грибы рода *Umbelopsis* широко распространены в почвах холодных и умеренно холодных регионов, в том числе и на территории Кольского полуострова, являются психрофилами и олиготрофами, чувствительными к антропогенной нагрузке [16, 45]. Урбанизированные почвы отличались специфическим видовым составом микрокомплексов из-за низкой частоты встречаемости видов рода

Penicillium – широко распространенных в почвах Кольского полуострова [13, 16].

В верхних горизонтах городских почв доминировали виды *Sporothrix pallida* (MUR-U1), *Acremonium murorum* и *Trichoderma viride* (MUR-U2), тогда как в фоновой почве был наиболее распространен *Umbelopsis isabellina* (MUR-NR). В целом по почвенному профилю как в городских, так и фоновых почвах отмечена смена доминантных видов. Однако вид *Trichocladium griseum* является доминирующим с высоким относительным обилием (41–77%) в более глубоких почвенных горизонтах как городских (на глубине 35–90 см), так и фоновых почв (на глубине 10–30 см). Ранее выполненные исследования в г. Апатиты показали сходную закономерность: в городских и фоновых почвах на аналогичной глубине доминировал *Trichocladium griseum* с высокими индексами обилия (33–100%). Этот вид является факультативным анаэробом, радиальная скорость которого в опытах со сменой атмосферы воздуха на азот не отличалась от скорости при обычной атмосфере [17], что позволяет ему находиться в глубоких почвенных горизонтах. Также этот вид широко распространен в мерзлотных почвах, обладает высокой целлюлозолитической активностью [47] и ранее был выделен из городских почв Москвы с высокой временной и пространственной встречаемостью [27] и в урбанизированных почвах Воронежа как индикаторный вид для урбозоекистем [31]. Таким образом, пространственная неоднородность состава и структуры комплексов микроскопических грибов наблюдается только

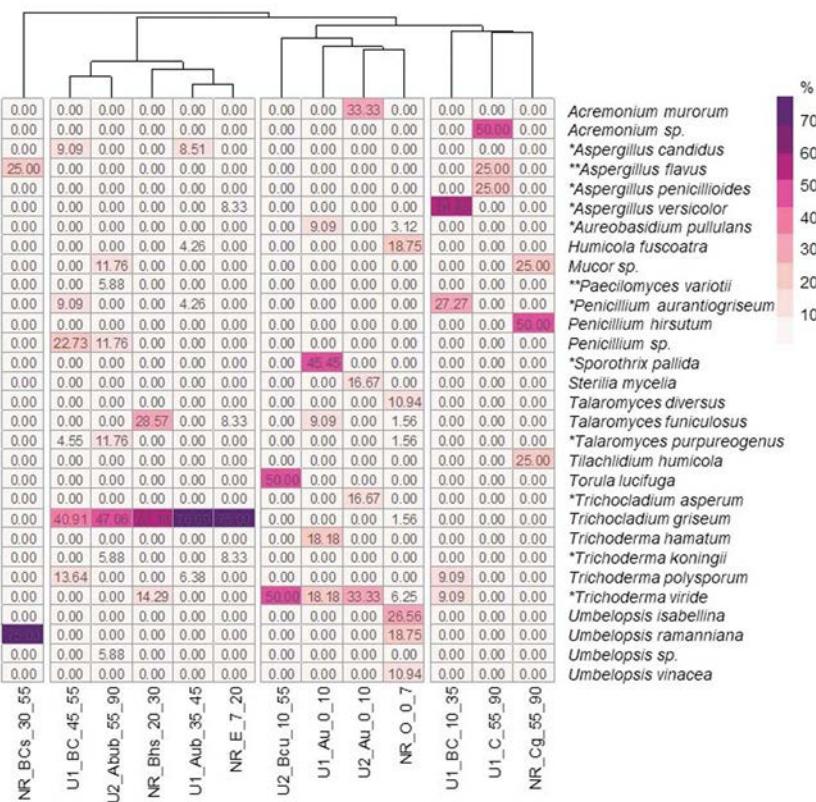


Рис. 4. Тепловая карта обилия почвенных микроскопических грибов: центр города – U1, окраина города – U2, фоновый участок – NR. ** условно патогенные грибы группы BSL-2, * условно патогенные грибы группы BSL-1.

для верхних горизонтов, тогда как в более глубоких слоях отмечается относительная однородность состава доминирующих микроскопических грибов для всех изученных почв, что подтверждается кластеризацией, основанной на обилии видов.

В целом, и городские, и фоновые изученные почвы характеризовались низким видовым разнообразием. Индексы разнообразия Шеннона колебались в разных горизонтах городских почв от 1.00 до 2.32, в фоновой почве составляли 0.81–2.80 (табл. 3). Значения индекса Шеннона для верхнего горизонта фоновой лесотундры соответствуют данным по фоновым районам Кольского полуострова [8]. Для городских почв сопоставимые значения индексов были получены в селитебных зонах Апатитов ($H' = 0.7$ –1.9) и Воронежа ($H' = 1.8$ –2.2) [15, 25]. Однако в урбанизмах Москвы и Серпухова индексы разнообразия были выше ($H' = 2.7$ –4.0) [22].

Видовой состав комплексов микромицетов почв Мурманска специфичен для каждого горизонта, о чем свидетельствуют низкие значения коэффициента Сёренсена (рис. S1). Для микромицетов горизонтов участка MUR-U1 индекс сходства составлял 0.18 ± 0.08 , для горизонтов MUR-U2 – 0.11 ± 0.01 ,

Таблица 3. Значение индексов Шеннона (H'), Симпсона (C) и Пиелу (e) для сообществ микроскопических грибов в почвах Мурманска

Разрез	Горизонт (глубина, см)	H'	C	e
MUR-U1	Au (0–10)	2.04	0.29	0.88
	BC (10–35)	1.62	0.39	0.81
	Aub (35–45)	1.24	0.60	0.53
	BC (45–55)	2.24	0.26	0.87
	C (55–90)	1.50	0.38	0.95
MUR-U2	Au (0–10)	1.92	0.28	0.96
	Bcu (10–55)	1.00	0.50	1.00
	Abub (55–90)	2.32	0.27	0.83
MUR-NR	O (0–7)	2.80	0.17	0.84
	E (7–20)	1.21	0.58	0.60
	Bhs (20–30)	1.38	0.43	0.87
	BCs (30–55)	0.81	0.63	0.81
	Cg (55–90)	1.50	0.38	0.95

для фоновой лесотунды – 0.15 ± 0.07 . Коэффициент сходства между сообществами грибов разных урбаноземов составил 0.16 ± 0.07 так же, как сходство городских участков в целом с фоновой лесотундрой – 0.16 ± 0.05 . Коэффициенты соответствуют значениям, полученным ранее для г. Кандалакши [22]. Причиной высокой видоспецифичности почвенных местообитаний может быть неоднородность городских почв и наличие специфических субстратов для развития микромицетов [65].

Комплексы почвенных микроскопических грибов урбоэкосистем отличались друг от друга не только видовым составом, но и структурой сообщества. Для верхнего горизонта фоновой лесотунды характерна полидоминантная структура сообщества грибов, при которой доминируют несколько видов и присутствуют много редко встречающихся, индекс доминирования Симпсона в этом горизонте минимальный – 0.17. Такая структура свойственна фоновым почвам северных регионов [8]. В верхних горизонтах городских почв структура сообщества меняется, увеличивается индекс обилия доминирующих видов с 25 до 35–45%, и сокращается число редких видов с пяти в лесотундре до 2–4 в городских условиях, значения индекса доминирования возрастают до 0.28–0.29. В более глубоких горизонтах как городских, так и фоновых почв структура сообществ в большинстве горизонтов становится монодоминантной, при которой индекс обилия доминирующего вида составляет 50–77%, а индексы доминирования увеличиваются до 0.38–0.63. При этом число редких видов в городских почвах варьирует от 0 до 6 (0–86% от общего выделенного видового богатства), в фоновой лесотундре – от 0 до 3 (0–75%). В то же время индексы выровненности Пиелу значительно не изменились и по горизонтам, и по участкам и варьировали от 0.53 до 1.00 (0.84 ± 0.04). Это свидетельствует о сбалансированном сообществе микроскопических грибов, где несмотря на доминирование одного вида, сохраняются и редкие виды, доля которых значительна от общего количества выделенных видов. Такой тип видовой структуры, вероятно, определяется большим разнообразием субстратов в городских почвах, является следствием заноса и внедрения видов, нетипичных для данной зоны и объясняется возможностью развития минорных видов в значительно измененных условиях среды в городе по сравнению с зональными условиями [22]. Таким образом, структура грибного сообщества имеет больше общего на аналогичных глубинах как в городских, так и фоновых почвах, чем с таковой по почвенному профилю.

Условно патогенные микроскопические грибы. Для оценки степени микологической загрязненности участков исследований использовали индекс микологической опасности. Он характеризует возможность присутствия (в течение длительного промежутка време-

ни) опасных (потенциально патогенных, микотоксичных, аллергенных) видов микроскопических грибов в количествах, превышающих естественный флюктуационный уровень в данных местообитаниях. Значения индексов часто невелики на территориях с каким-либо одним типом воздействия, а в наибольшей степени увеличение выражено на урбанизированных территориях [21].

В центральной части города (MUR-U1) верхние почвенные горизонты (0–30 см) относились к микологически опасным ($Im = 7–20$) (рис. 2d). Значения индексов были сопоставимы со значениями, выявленными для урбаноземов г. Лабытнанги и г. Москвы ($Im = 8–18$) [21]. В погребенных почвенных горизонтах (30–80 см) центра города значения индексов не превышали порогового значения ($Im = 1.0–3.9$) и относились к условно микологически чистым. На участке, расположенном на окраине города (MUR-U2), все почвенные горизонты отнесены к микологически безопасным ($Im = 1.5–3.6$), значения индексов сопоставимы с таковыми для почв Кандалакши и Казани ($Im = 2.7–3.7$) [21, 36].

В верхних горизонтах городских почв происходит увеличение доли УПГ (до 50–60% от общего количества видов), по сравнению с фоновыми (30%) (рис. S2). Известно, что в антропогенно-преобразованных почвах, в том числе в результате урбанизации, происходит накопление опасных видов микроскопических грибов [12, 22, 31, 36]. Отмечено увеличение доли видов УПГ в некоторых нижележащих горизонтах как городских (MUR-U1, C) так и фоновых почв (MUR-NR, BCs). Однако это существенно не влияло на распределение их содержания (обилия) по глубине профиля. Содержание опасных видов в фоновой почве распределено относительно равномерно по всему профилю, в каждом горизонте обилие УПГ составляет 11–25%. Для городских почв отмечено концентрирование содержания УПГ в верхних горизонтах глубиной 0–30 см, особенно для участка в центре города (MUR-U1), где обилие этой группы достигает 73–91%.

В основном виды УПГ представлены группой BSL-1, и только в нижележащих горизонтах встречаются представители BSL-2 – потенциальные возбудители глубоких оппортунистических микозов [46]. К грибам этой группы относились два вида: *Aspergillus flavus* (MUR-U1 и MUR-NR) и *Paecilomyces variotii* (MUR-U2). Оба вида являются космополитными почвенными сапротрофами с широкой экологической амплитудой [47], были отмечены в оппортунистической микробиоте других городов [21] и ранее были выделены из почв Кольского полуострова [13].

Факторы, влияющие на микробное сообщество городских почв. Факторный анализ позволяет определить уровень антропогенной нагрузки на химические и микробиологические компоненты почв

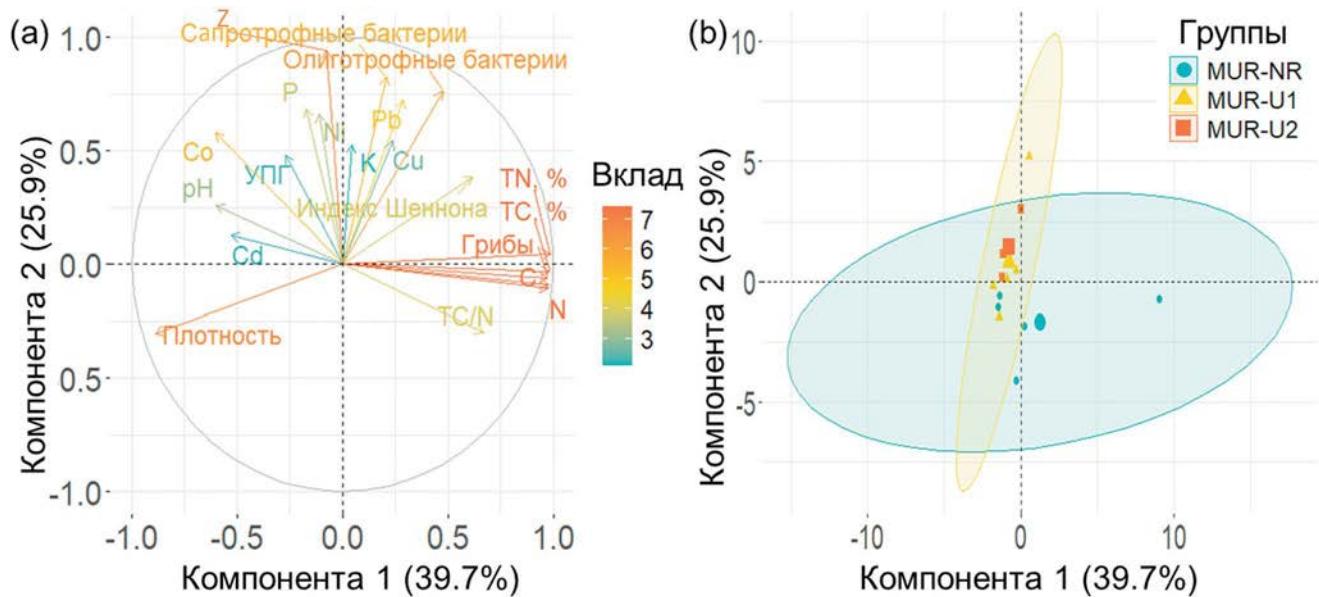


Рис. 5. Компонентный анализ (а) и шкалирование точек (б) по физико-химическим и микробиологическим свойствам почв.

и выделить основные факторы, влияющие на микробные сообщества [52]. По результатам компонентного анализа, 66% общей вариабельности физико-химических и микробиологических параметров объясняются двумя компонентами (рис. 5а).

Первая компонента – эдафический фактор – отрицательно коррелировала с уплотненностью и актуальной кислотностью. Положительные корреляции выявлены с содержанием углерода и азота, численностью и разнообразием культивируемых микроскопических грибов. Данная компонента вобрала в себя основную изменчивость микробных характеристик и химических элементов, напрямую стимулирующих развитие микробиоты. Первая компонента определяется содержанием доступного углерода и азота для грибов, как основных деструкторов органического вещества в северных экосистемах [58], и уплотненностью почвы, угнетающей развитие мицелиальных эукариотов [43, 63].

Вторая компонента – загрязнение, связанное с урбанизацией – положительно коррелировала с численностью прокариотических микроорганизмов, обилием оппортунистических микромицетов и содержанием некоторых потенциально токсичных элементов (Zn, Pb, Ni, Co) и элементов – индикаторов урбанизации (K и P). Вторая компонента в основном определяет стимулирующие параметры для микробного сообщества и, в первую очередь, влияет на прокариотический комплекс, как наиболее чувствительный компонент микробиоты [49]. Известно, что низкие концентрации потенциально токсичных веществ могут оказывать стимулирующее действие на почвенные

микроорганизмы (феномен гормезиса) [39], также микроорганизмы обладают адаптационной способностью к загрязнениям [72].

Проанализированные точки были разделены на три кластера (рис. 5б). Урбанизированные почвы образовали два перекрывающихся друг друга кластера, что свидетельствует о низкой дисперсии физико-химических и микробиологических свойств в городских почвах с разной историей освоения. Фоновые почвы отличались по своим характеристикам от урбанизированных, хотя и образовали пересекающийся кластер. Таким образом, оба городских участка испытывают антропогенное воздействие в результате урбанизации, выражющееся в уменьшении органического углерода, увеличении pH и уровня загрязнения. При этом происходит угнетение сообщества микроскопических грибов, стимулирование прокариотического комплекса и оппортунистической микробиоты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты настоящего исследования дополняют ранее полученные данные о влиянии урбанизации на свойства почв и микробных сообществ в г. Мурманске и в определенной степени подтверждают гипотезу, что городские почвы могут быть нишней для развития микроорганизмов. В верхних горизонтах городских почв отмечено увеличение численности сапротрофных и олиготрофных бактерий и уменьшение численности и разнообразия микроскопических грибов по сравнению с природными подзолами. В городских почвах складываются наиболее благоприятные условия для развития

бактерий изучаемых групп за счет изменения рН почвы и появления дополнительных субстратов и артефактов. Для микромицетов, по-видимому, состав подстилки, содержание органического вещества и низкая уплотненность играют определяющую роль, потому в верхних горизонтах городских почв их численность ниже, чем в природных почвах. Глубинные горизонты городских почв являются резервуаром сохранения разнообразия микроскопических грибов в виде спор, отражая изменение микологического состава почв в истории землепользования. Это проявляется в увеличении численности и разнообразия микромицетов по почвенному профилю. В верхних горизонтах изученных почв наблюдается пространственная неоднородность комплексов микромицетов, отражающаяся в смене доминирующих видов и структуры сообщества в сторону концентрации доминирования для городских участков. Более глубокие горизонты как городских, так и фоновых почв сохраняют относительную пространственную однородность, выраженную в монодомировании вида – факультативного анаэроба целлюлозолитика *Trichocladium griseum*. Горизонты изученных почв сохраняют высокую видоспецифичность, проявляющуюся в большом количестве случайных видов, имеющих невысокие индексы обилия, но составляющие до 86% от общего видового богатства горизонта. Критические значения индекса микологической опасности, увеличение доли и обилия условно патогенных микромицетов в верхних почвенных горизонтах центра города по сравнению с зональными подчеркивают важность и необходимость проведения мониторинга условно патогенных видов микроскопических грибов для оценки степени микологической опасности городских почв. Антропогенный фактор в городе является ключевым, оказывающим влияние на химические и микробиологические свойства почв. В результате его воздействия городские почвы по изучаемым параметрам более схожи друг с другом, чем с фоновыми почвами.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность коллегам, участвующим в экспедиционных работах, за помощь в подготовке почвенных разрезов и их полевом описании (А.В. Долгих, Институт географии РАН; Д.А. Саржанов, РУДН; Ю.А. Дворников, РУДН) и аккредитованной почвенно-экологической лаборатории РУДН в лице заведующего Ю.Л. Сотниковой за проведение химических анализов почвенных образцов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Полевые работы и отбор почвенных образцов выполнены в рамках темы НИР по госзаданию 122022400109-7. Микробиологические исследования городских почв проведены при поддержке гранта РНФ № 23-17-00118, анализ оппортунистической микробиоты в рамках темы FSSF-2024-0023. Анализ данных и подготовка публикации выполнены в рамках проекта системы грантовой поддержки научных проектов РУДН.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24120109>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьева Н.Д., Иващенко К.В., Сушко С.В. Микробные показатели городских почв и их роль в оценке экосистемных сервисов (обзор) // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1231–1246.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21100038>
2. Аристовская В.В., Владимирская М.Е., Голлербах М.М. Большой практикум по микробиологии. М.: Высшая школа, 1962. 491 с.
3. Богородская А.В., Пономарева Т.В., Шапченкова О.А., Шишикин А.С. Оценка состояния микробных комплексов почв лесотундровой зоны в условиях аэротехногенного загрязнения // Почвоведение. 2012. № 5. С. 582–593.
4. Глушакова А.М., Качалкин А.В., Чернов И.Ю. Особенности динамики эпифитных и почвенных дрожжевых сообществ в зарослях недотроги железконосной на перегнойно-глеевой почве // Почвоведение. 2011. № 8. С. 966–972.
5. Глушакова А.М., Лысак Л.В., Белов А.А., Иванова А.Е., Лапыгина Е.В., Прокофьева Т.В., Умарова А.Б. Локальный мониторинг бактериального комплекса городских почв Сыктывкара в 2019 и 2020 гг. // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2021. № 2. С. 45–50.
6. Гончарова О.Ю., Семенюк О.В., Матышак Г.В., Богатырев Л.Г. Биологическая активность городских почв: пространственная вариабельность и определяющие факторы // Почвоведение. 2022. № 8. С. 1009–1022.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22080032>

7. Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умаров М.М. Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1087.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038>
8. Евдокимова Г.А., Корнейкова М.В., Лебедева Е.В. Сообщества микромицетов в почвах в зоне воздействия алюминиевого завода // Микология и фитопатология. 2007. Т. 41. № 1. С. 20–28.
9. Заварзина А.Г., Семенова Т.А., Белова О.В., Лисов А.В., Леонтьевский А.А., Иванова А.Е. Продукция лактазы и деструкция гуминовых кислот почвенными микроскопическими грибами // Микробиология. 2018. Т. 87. № 3. С. 233–241.
<https://doi.org/10.7868/S00265618030023>
10. Звягинцев Д.Г. Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: Изд-во МГУ, 1991. 304 с.
11. Кириенко О.А., Иманрова Е.Л. Микробиологическая оценка экологического состояния урбанизированных почв // Экология урбанизированных территорий. 2008. № 4. С. 57–61.
12. Кирцидели И.Ю., Власов Д.Ю., Зеленская М.С., Ильюшин В.А., Новожилов Ю.К., Чуркина И.В., & Баранцевич Е.П. Оценка антропогенной инвазии микроскопических грибов в арктические экосистемы (архипелаг Шпицберген) // Гигиена и санитария. 2020. № 99. С. 145–151.
<https://doi.org/10.33029/0016-9900-2020-99-2-145-151>
13. Корнейкова М.В. Сравнительный анализ численности и структуры комплексов микроскопических грибов в почвах тундры и тайги Кольского Севера // Почвоведение. 2018. № 1. С. 86–92.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18010094>
14. Корнейкова М.В., Васенев В.И., Салтан Н.В., Слуковская М.В., Сошина А.С., Заводских М.С., Сотникова Ю.Л., Долгих А.В. Анализ эмиссии CO₂ городскими почвами в условиях Крайнего Севера // Почвоведение. 2023. № 11. С. 1385–1399.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X23600373>
15. Корнейкова М.В., Никитин Д.А., Долгих А.В., Сошина А.С. Микробиота почв города Апатиты (Мурманская область) // Микология и фитопатология. 2020. Т. 54. № 4. С. 264–277.
<https://doi.org/10.31857/S0026364820040078>
16. Корнейкова М.В., Редькина В.В., Шалыгина Р.Р. Альго-микологическая характеристика почв в сосновом и березовом лесах на территории заповедника “Пасвик” // Почвоведение. 2018. № 2. С. 211–220.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18020090>
17. Кураков А.В., Лаврентьев Р.Б., Нечитайло Т.Ю., Голышин П.Н., Звягинцев Д.Г. Разнообразие факультативно анаэробных мицелиальных микроскопических грибов в почвах // Микробиология. 2008. Т. 77. № 1. С. 103–112.
18. Лысак Л.В. Бактериальные сообщества городских почв. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 2010.
19. Лысак Л.В., Шоба С.А., Прокофьева Т.В., Глушакова А.М., Гончаров Н.В., Белов А.А. Обилие и разнообразие прокариотных сообществ пылеэрозоля и городских почв на территории Москвы // Почвоведение. 2023. № 5. С. 654–664.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22601359>
20. Макарова А.П., Напрасникова Е.В., Буковская Н.Е. Экологическая и санитарно-бактериологическая характеристика почвенного покрова города Братска // Известия Иркутского гос. ун-та. Сер. Биология. Экология. 2018. № 26. С. 18–27.
<https://doi.org/10.26516/2073-3372.2018.26.18>
21. Марфенина О.Е. Антропогенные изменения комплексов микроскопических грибов в почвах. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М, 1999. 49 с.
22. Марфенина О.Е. Антропогенная экология почвенных грибов. М.: Медицина для всех, 2005. 196 с.
23. Марфенина О.Е., Кулько А.Б., Иванова А.Е., Согонов М.В. Микроскопические грибы во внешней среде города // Микология и фитопатология. 2002. № 36. С. 22–32.
24. Марьина-Чермных О.Г., Марьин Г.С., Анаева Н.Н. Влияние интенсивного антропогенного воздействия на формирование микромицетных сообществ и фитотоксичность почвы // Вестник Алтайского гос. аграрного ун-та. 2012. № 10. С. 72–77.
25. Молодых Т.А., Свистова И.Д. Видовое разнообразие почвенных микромицетов рекреационных зон города Воронежа. Материалы международной молодежной научной школы-конференции “Воспроизводство, мониторинг и охрана природных, природно-антропогенных и антропогенных ландшафтов”. 2021. С. 76–80.
26. Нестеркин М.Г., Хлуднева Н.Н. Состояние плодородия почв Мурманской области // Достижения науки и техники АПК. 2018. Т. 32. № 6. С. 10–14.
<https://doi.org/10.24411/0235-2451-2018-10602>
27. Николаева В.В., Иванова А.Е. Почвенные целлюлозолитические грибные сообщества при точечной застройке городских территорий (на примере Москвы) // Проблемы агрохимии и экологии. 2015. № 2. С. 45–0.
28. Овчинникова Т.А., Панкратов Т.А. Некоторые микробиологические особенности почвенного покрова города Новокуйбышевска в осенний период // Самарская Лука. 2008. Т. 17. № 2. С. 373–383.
29. Перееверзев В.Н. Лесные почвы Кольского полуострова. М.: Наука, 2004. 232 с.
30. СанПиН 3.3686-21. Санитарно-эпидемиологические требования по профилактике инфекционных болезней. М., 2021. 708 с.
31. Свистова И.Д., Назаренко Н.Н., Потапова О.П. Влияние городской нагрузки на комплекс почвен-

- ных микромицетов (на примере левобережной части г. Воронежа) // Экология и промышленность России. 2016. № 20. С. 46–50.
32. Стома Г.В., Манучарова Н.А., Белокопытова Н.А. Биологическая активность микробных сообществ в почвах некоторых городов России // Почвоведение. 2020 № 6. С. 703–715.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2006012X>
33. Тенеева А.Н., Глушакова А.М., Качалкин А.В. Влияние городских теплотрасс на дрожжевые сообщества почв // Почвоведение. 2018. № 4. С. 486–492.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18040093>
34. Турчановская Н.С., Богданова О.Ю. Микробиологическое исследование почвы города Мурманска // Успехи современного естествознания. 2011. № 8. С. 72.
35. Тухбатова Р.И. Микробиологическая характеристика археологических памятников на территории Республики Татарстан. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Казань, 2008. 23 с.
36. Халдеева Е.В., Баязитова А.А., Лисовская С.А., Глушко Н.И., Паршаков В.Р. Микробиота почв городских территорий с различным уровнем антропогенной нагрузки // Гигиена и санитария. 2017. № 96. С. 505–508.
<https://doi.org/10.18821/0016-9900-2017-96-6-505-508>
37. Широких И.Г., Ашихмина Т.Я., Соловьева Е.С. Сравнительный анализ биоиндикационного значения различных параметров микробной системы в урбанизмах города Киров // Вестник Ин-та биологии Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 3. С. 41–43.
38. Широких И.Г., Косолапова А.И., Широких А.А., Завьялова Н.Е. Микробная трансформация органического вещества дерновоподзолистой почвы Предуралья при различном использовании и внесении минеральных удобрений // Теоретическая и прикладная экология. 2019. № 1. С. 102–110.
<https://doi.org/10.25750/1995-4301-2019-1-102-110>
39. Agathokleous E., Wang Q., Iavicoli I., Calabrese E.J. The relevance of hormesis at higher levels of biological organization: hormesis in microorganisms // Current Opinion in Toxicology. 2022. V. 29. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1016/j.cotox.2021.11.001>
40. Bastida F., Eldridge D.J., Garcia C., Kenny Png G., Bardgett R.D., Delgado-Baquerizo M. Soil microbial diversity–biomass relationships are driven by soil carbon content across global biomes // The ISME J. 2021. V. 15. P. 2081–2091.
<https://doi.org/10.1038/s41396-021-00906-0>
41. Benami M., Gross A., Herzberg M., Orlofsky E., Vonshak A., Gillor O. Assessment of pathogenic bacteria in treated graywater and irrigated soils // Sci. Total Environ. 2013. V. 458. P. 298–302.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.04.023>
42. Beroigui M., Naylo A., Walczak M., Hafidi M., Charzynski P., Switonik M., Rożanski S., Boularbah A. Physicochemical and microbial properties of urban park soils of the cities of Marrakech, Morocco and Torun, Poland: Human health risk assessment of fecal coliforms and trace elements // Catena. 2020. V. 194. P. 104673.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104673>
43. Beylich A., Oberholzer H.R., Schrader S., Höper H., Wilke B.M. Evaluation of soil compaction effects on soil biota and soil biological processes in soils // Soil Till. Res. 2010. V. 109. P. 133–143.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2010.05.010>
44. Blume-Werry G., Klaminder J., Krab E.J., Monteux S. Ideas and perspectives: Alleviation of functional limitation by soil organisms is key to climate feedbacks from northern soils // Biogeosciences Discussions. 2022. P. 1–18.
<https://doi.org/10.5194/bg-2022-215>
45. Brunner I., Plotze M., Rieder S., Zumsteg A., Furrer G., Frey B. Pioneering fungi from the damma glacier fore-field in the Swiss Alps can promote granite weathering // Geobiology. 2011. V. 9. P. 266–279.
<https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2011.00274.x>
46. de Hoog G.S., Guarro J., Gene J., Ahmed S., Al-Hatmi A.M.S., Figueras M.J. Vitale R.G. Atlas of Clinical Fungi, 4th edition. Hilversum. 2020.
47. Domsch K.H., Gams W., Anderson T.H. Compendium of Soil Fungi. Verlag, Eching, 2007. 672 p.
48. Ernakovich J.G., Barbato R.A., Rich V.I., Schädel C., Hewitt R.E., Doherty S.J., Whalen E.D., Abbott B.W., et al. Microbiome assembly in thawing permafrost and its feedbacks to climate // Global Change Biol. 2022. V. 28. P. 5007–5026.
<https://doi.org/10.1111/gcb.16231>
49. Fei Y., Huang S., Zhang H., Tong Y., Wen D., Xia X., Wang H., Luo Y., Barcelo D. Response of soil enzyme activities and bacterial communities to the accumulation of microplastics in an acid cropped soil // Sci. Total Environ. 2020. V. 707. P. 135634.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135634>
50. Frossard A., De Maeyer L., Adamczyk M., Svensson M., Verleyen E., Frey B. Microbial carbon use and associated changes in microbial community structure in high-Arctic tundra soils under elevated temperature // Soil Biol. Biochem. 2021. V. 162. P. 108419.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108419>
51. Glushakova A.M., Kachalkin A.V., Prokofieva T.V., Lysak L.V. Enterobacteriaceae in soils and atmospheric dust aerosol accumulations of Moscow city // Current Res. Microbial Sci. 2022. V. 3. P. 100124.
<https://doi.org/10.1016/j.crmicr.2022.100124>
52. Gomez-Brandon M., Herbon C., Probst M., Fornasier F., Barral M.T., Paradelo R. Influence of land use on the microbiological properties of urban soils // Appl. Soil Ecol. 2022. V. 175. P. 104452.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2022.104452>
53. Howard J.L. Urban anthropogenic soils – A review // Adv. Agronomy. 2021. V. 165. P. 1–57.
<https://doi.org/10.1016/bs.agron.2020.08.001>

54. <http://www.indexfungorum.org/> Accessed 15.02.2024.
55. [https://www.isric.org/sites/default/files/WRB_fourth_edition_2022-12-18.pdf/](https://www.isric.org/sites/default/files/WRB_fourth_edition_2022-12-18.pdf) Accessed 10.02.2024
56. ISO 18400-206:2018. In Soil Quality-Sampling- Part. 206: Collection, Handling and Storage of Soil under Aerobic Conditions for the Assessment of Microbiological Processes, Biomass and Diversity in the Laboratory. ISO: Geneva, Switzerland, 2018. 10 p.
57. Ivashchenko K., Ananyeva N., Vasenev V., Sushko S., Seleznyova A., Kudeyarov, V. Microbial C-availability and organic matter decomposition in urban soils of megapolis depend on functional zoning // Soil Environ. 2019. V. 38. P. 31–41.
<https://doi.org/10.25252/SE/19/61524>
58. Kaviya N., Upadhyay V.K., Singh J., Khan A., Panwar M., Singh A.V. Role of Microorganisms in Soil Genesis and Functions // Mycorrhizosphere and Pedogenesis. 2019. P. 25–52.
https://doi.org/10.1007/978-981-13-6480-8_2
59. Klich M.A. Identification of common Aspergillus species. Utrecht: CBS Fungal Biodiversity Centre, 2002.
60. Korneykova M.V., Redkina V.V., Fokina N.V., Myazin V.A., Soshina A.S. Soil microorganisms in the urban ecosystems of the Russian ubarctic (Murmansk region, Apacity) // Czech Polar Reports. 2021. V. 11. P. 333–351.
<https://doi.org/10.5817/CPR2021-2-23>
61. Korneykova M.V., Vasenev V.I., Nikitin D.A., Soshina A.S., Dolgikh A.V., Sotnikova Y.L. Urbanization affects soil microbiome profile distribution in the Russian Arctic region // Int. J. Environ. Res. Public Health. 2021. V. 18. P. 11665.
<https://doi.org/10.3390/ijerph182111665>
62. Li X., Qu Z., Zhang Y., Ge Y., Sun H. Soil fungal community and potential function in different forest ecosystems // Diversity. 2022. V. 14. P. 520.
<https://doi.org/10.3390/d14070520>
63. Liu Q., Li W., Nie H., Sun X., Dong L., Xiang L., Zhang J., Liu X. The Effect of Human Trampling Activity on a Soil Microbial Community at the Urban Forest Park // Forests. 2023. V. 14(4). P. 692.
<https://doi.org/10.3390/f14040692>
64. Lorenz K., Kandeler E. Biochemical characterization of urban soil profiles from Stuttgart, Germany // Soil Biol. Biochem. 2005. V. 37. P. 1373–1385.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.12.009>
65. Marfenina O.E., Danilogorskaya A.A. Effect of elevated temperatures on composition and diversity of micro-fungal communities in natural and urban boreal soils, with emphasis on potentially pathogenic species // Pedobiologia. 2017. V. 60. P. 11–19.
<https://doi.org/10.1016/j.pedobi.2016.11.002>
66. Marfenina O.E., Ivanova A.E., Kislova E.E., Sacharov D.S. The mycological properties of medieval culture layers as a form of soil ‘biological memory’ about urbanization // J. Soils Sediments. 2008. V. 8. P. 340–348.
<https://doi.org/10.1007/s11368-008-0032-2>
67. Nugent A., Allison S.D. A framework for soil microbial ecology in urban ecosystems // Ecosphere. 2022. V. 13. P. e3968.
<https://doi.org/10.1002/ecs2.3968>
68. O’Riordan R., Davies J., Stevens C., Quinton J.N., Boyko C. The ecosystem services of urban soils: A review // Geoderma. 2021. V. 395. P. 115076.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115076>
69. Pastukhov A., Kovaleva V., Kaverin D. Microbial community structure in ancient European Arctic Peatlands // Plants. 2022. V. 11. P. 2704.
<https://doi.org/10.3390/plants11202704>
70. Seifert K., Morgan-Jones G., Gams W., Kendrick B. The genera of Hyphomycetes. Utrecht: CBS Reus, 2011.
71. Son D., Lee E.J. Soil Microbial Communities Associated with Three Arctic Plants in Different Local Environments in Ny-Ålesund, Svalbard // J. Microbiol Biotechnol. 2022. V. 32. P. 1275–1283.
<https://doi.org/10.4014/jmb.2208.08009>
72. Tang J., Zhang J., Ren L., Zhou Y., Gao J., Luo L., Yang Y., Huang H., Chen A. Diagnosis of soil contamination using microbiological indices: A review on heavy metal pollution // J. Environ. Management. 2019. V. 242. P. 121–130.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.04.061>
73. Vasenev V., Kuzyakov Y. Urban soils as hot spots of anthropogenic carbon accumulation: Review of stocks, mechanisms and driving factors // Land Degradation Development. 2018. V. 29. P. 1607–1622.
<https://doi.org/10.1002/lde.2944>
74. Vasenev V., Varentsov M., Konstantinov P., Romzaykina O., Kanareykina I., Dvornikov Y., Manukyan V. Projecting urban heat island effect on the spatial-temporal variation of microbial respiration in urban soils of Moscow megalopolis // Sci. Total Environ. 2021. V. 786. P. 147457.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147457>
75. Zhang M.K., Ke Z.X. Heavy metals, phosphorus and some other elements in urban soils of Hangzhou City, China // Pedosphere. 2004. V. 14. P. 177–185.

Number and Taxonomic Diversity of Microorganisms in the Profile of Urban Soils in the Arctic Zone of the Murmansk City

**M. V. Korneykova^{1, 2, *}, A. S. Soshina², N. V. Fokina²,
V. A. Myazin^{1, 2}, E. V. Kozlova¹, and V. I. Vasenev³**

¹Peoples' Friendship University of Russia (RUDN University), Moscow, 117198 Russia

²Institute of North Industrial Ecology Problems Subdivision of the Federal Research Center "Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences", Apatity, 184209 Russia

³Wageningen University, Wageningen, 6707 Netherlands

**e-mail: korneykova.maria@mail.ru*

In this work, a comparative analysis of the chemical and microbiological properties of soils profile (Urbic Technosol) in Murmansk was carried out in comparison with podzol (Albic Podzol) in the background area. In urban soils, an increase in pH values and the content of main nutrients (C, N, P, K), especially noticeable for subsoil horizons, was revealed. In the topsoil horizons, an increase in the number of bacteria was noted (saprotrophs – up to 3–6 mln CFU/g, oligotrophs up to 4.5–8 mln CFU/g) and a decrease in the number of culturable microscopic fungi by 2 orders of magnitude (up to 10^3 CFU) compared to natural podzols, while in the urban subsoil horizons an increase in the number of all groups of microorganisms was revealed compared to the background. The same pattern is characteristic of the microfungi diversity in the urban area. In the urban topsoil horizons, spatial heterogeneity of the species composition and structure of microfungal complexes was noted, while in subsoil horizons there was a relative homogeneity of the dominant species composition: *Trichocladium griseum*, relative abundance 41–77%. There was an increase in the proportion and abundance of opportunistic fungi of BSL-1 and BSL-2 groups 50–60% in the urban topsoil horizons compared to natural podzols 30%. The degree of mycological danger of urban soils varied from dangerous to safe (index mycological Im values varied from 7–20 in the city center to 1.5–3.6 on the outskirts). The results showed that urbanization in the Arctic not only leads to changes in the chemical properties of soils, but also creates a new niche for microorganisms in subsoil horizons.

Keywords: urbanization, microbial community, abundance of fungal species, opportunistic fungi, mycological hazard index, Urbic Technosol, Albic Podzol

СРАВНЕНИЕ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОБНОЙ БИОМАССЫ В ОРГАНО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ГОРНЫХ ПОЧВАХ КАВКАЗА

© 2024 г. А. А. Петросян^{a,*} (<https://orcid.org/0000-0003-4355-0961>),
Е. В. Чернышева^a, В. Н. Пинской^a, А. В. Борисов^a

^aИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: Alisa_Mayakovskaya@bk.ru

Поступила в редакцию 04.04.2024 г.

После доработки 28.06.2024 г.

Принята к публикации 01.07.2024 г.

Микробное сообщество играет важную роль в биогеохимических процессах в почвах. Существует множество методов исследований микробной биомассы, однако встает вопрос о наиболее информативном и подходящем методе для высокогорных почв. Объекты исследования – органо-аккумулятивные почвы (Umbrisols) субальпийской и альпийской зоны на высотах 1960, 2600 и 2940 м над ур. м., склонов северной и южной экспозиции. Использовали четыре метода оценки углерода микробной биомассы: метод извлечения фосфолипидов из почвы (С-ФЛ), метод субстрат-индукционного дыхания (С-СИД), метод выделения двухцепочечной ДНК (дЦДНК) из почвы (С-ДНК) и биокинетический метод (С-БК). При сравнении метод С-ДНК давал заниженные результаты в верхних горизонтах, не сопоставимые с тремя другими методиками. Это связано с известными ограничениями выделения дЦДНК из органогенных почв. Метод изучения микробной биомассы С-СИД показал схожие значения с С-ФЛ. Микробная биомасса, определенная биокинетическим методом в почвах альпийской зоны, была максимальной на всех объектах, в связи с преобладанием грибных сообществ в субальпийской и альпийской зоне. Более точные величины микробной биомассы в верхней части профиля получены биокинетическим методом, в то время как в нижней части профиля – методом С-ФЛ.

Ключевые слова: дЦДНК, фосфолипиды жирных кислот, субстрат-индукционное дыхание, биокинетический метод

DOI: 10.31857/S0032180X24120115, **EDN:** JCRHIO

ВВЕДЕНИЕ

Микробное сообщество почв играет важную роль в биогеохимических процессах, участвуя в преобразовании соединений углерода, азота, фосфора, серы и других биофильных элементов [8, 10, 31]. Изменение состояния микробного сообщества в ответ на различные естественные и антропогенные нарушения можно оценить по величине микробной биомассы. Являясь живым и лабильным компонентом почв, микробная биомасса участвует в разложении растительных и животных остатков и, в значительной мере, отражает состояние органического вещества почв [30, 50]. В связи с этим количественная оценка почвенной микробной биомассы и определение ее взаимосвязи с почвенными функциями являются важнейшей задачей современной почвенной микробиологии.

До сих пор не существует универсального (пригодного для всех почвенных типов и экофизиологических условий) метода определения содержания углерода микробной биомассы, а большинство методов основано на использовании пересчетных коэффициентов, полученных при сопоставлении с результатами оценки микробной биомассы методом фумигации–экстракции [37, 39, 49]. В свою очередь, фумигационный метод обладает рядом существенных недостатков и ограничений. Например, на точность метода оказывают влияние наличие растительных остатков, высокое содержание почвенного органического вещества и низкие значения pH [3, 31].

Другим широко распространенным методом определения углерода микробной биомассы является метод измерения субстрат-индукционного

дыхания после внесения в почву глюкозы [25]. К его преимуществам относятся высокая воспроизводимость, чувствительность, относительно небольшие затраты труда и времени. Однако для оценки всей микробной биомассы этот метод не вполне подходит, так как глюкоза не является универсальным субстратом для всех микроорганизмов, поэтому более корректно использовать его для оценки биомассы микроорганизмов определенной физиологической группы [15, 31].

Метод оценки микробной биомассы по содержанию жирных кислот фосфолипидов в почве также получил широкое распространение [24, 38, 54]. Фосфолипиды – один из универсальных биомаркеров, позволяющих оценить общее количество биомассы микроорганизмов в почве на основе количественного определения концентрации этих веществ. Фосфолипиды являются основными компонентами мембран бактерий, актиномицетов, грибов, низших растений и не входят в состав запасных веществ. При гибели клеток и разрушении мембран фосфолипиды подвергаются биохимический деградации, теряют свои фосфатные группы и разлагаются до диглицеридов в течение нескольких часов, за редким исключением – нескольких суток. Поэтому фосфолипиды могут давать информацию о живой почвенной микробной биомассе в целом. Несмотря на существование различных пересчетных коэффициентов, концентрацию фосфолипидов в почвенном образце редко пересчитывают в углерод микробной биомассы, так как в зависимости от физиологического состояния микроорганизмов (активные или покоящиеся формы) содержание фосфолипидов в клеточной стенке будет различаться [52].

Определение концентрации двухцепочечной ДНК (дЦДНК) является еще одним методом анализа микробной биомассы, позволяющим оценить количество универсального, базового компонента для всех живых клеток [49]. Показана тесная взаимосвязь концентрации дЦДНК и содержания углерода микробной биомассы, определенного методами субстрат-индуцированного дыхания и фумигации–экстракции [26, 28, 42, 43, 49]. Однако в почвах с высоким содержанием органического вещества, наличием свежих растительных остатков, тяжелым или, напротив, очень легким гранулометрическим составом будет наблюдаться нарушение этой взаимосвязи [35, 40]. Занижение значений микробной биомассы может быть связано с неполнотой выделения дЦДНК из-за неполного лизиса микробных клеток и сорбции коллоидными частицами [47], а также высокой степенью ее фрагментации и меньшей сохранностью, например, в почвах легкого гранулометрического состава [44]. В свою очередь, завышение концентрации дЦДНК может происходить в почвах тяжелого гранулометрического состава, в которых создаются

благоприятные условия для сохранения внеклеточной ДНК, источником которой могут служить растительные и животные остатки, а также мертвые микробные клетки [41].

Углерод микробной биомассы ($C_{\text{мик}}$) можно рассчитать также на основе оценки кумулятивного накопления $C - CO_2$ методом биокинетического фракционирования пульс активного органического вещества за первые 14–15 сут непрерывной инкубации почв, после предварительного высушивания образцов при умеренно высоких температурах (65°C) [20]. Инкубирование почвенных образцов после повторного увлажнения приводит к резкому увеличению интенсивности дыхания микроорганизмов, которые используют внутриклеточные компоненты обезвоженных мертвых микробных клеток в качестве субстрата. Ввиду своей трудо- и времязатратности, данный метод не получил широкого распространения. Однако при сравнении рассчитанных величин микробной биомассы в почвах различных типов биокинетическим методом и методами фумигации–инкубации и регидратационным методом были получены идентичные результаты [20].

Необходимость модификации существующих методов оценки микробной биомассы в почвах различных типов и экосистем отмечалась ранее [31, 40]. Если при изучении минеральных почв удается получить надежные и воспроизводимые результаты определения углерода микробной биомассы, то его определение в органо-аккумулятивных почвах сопряжено с рядом сложностей, связанных с высоким содержанием органического вещества, большим количеством свежих неразложившихся растительных остатков, низким содержанием илистых фракций и низкими значениями pH.

Цель работы – оценить величину углерода микробной биомассы в органо-аккумулятивных почвах Центрального Кавказа с использованием четырех различных методов, а именно, методом субстрат-индуцированного дыхания, методом оценки концентрации фосфолипидов мембранных клеток, методом определения концентрации двухцепочечной ДНК и методом биокинетического фракционирования, и выбрать наиболее оптимальный для этих почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования были почвы горной зоны Центрального Кавказа, расположенные в Карачаево-Черкесской и Кабардино-Балкарской Республиках, в бассейнах рек Малка и Кубань (рис. 1). Почвы исследуемого района сформированы, преимущественно, на глинистых сланцах и известковистых песчаниках средней и верхней юры, с незначительным участием известняков нижнего мела. Территория данного региона характеризуется



Рис. 1. Расположение объектов исследования.

умеренно континентальным, холодным и влажным высокогорным климатом. Вдоль высотного градиента происходит увеличение годового количества осадков, и, следовательно, повышение относительной влажности воздуха, изменение инсоляции, нарастание суточных колебаний температур. Среднегодовая температура изменяется от 2–3°C на высотах 1800–2600 м до –3°C на высотах 2600–3000 м. Годовая сумма осадков достигает 1700–2000 мм на высотах 1800–2600 и 2000–2200 мм на высотах 2600–3000 м соответственно [11, 16]. Древесные растения встречаются лишь по врезам рек в нижней части склонов северной экспозиции. Распределение травянистой растительности связано с высотной поясностью и экспозицией склона. На склонах северной экспозиции формируются разнотравные луга, а склоны южной экспозиции находятся под петрофитными степями, где растительность представлена разнотравно-злаковыми луговыми сообществами, злаково-осоковыми и разнотравно-полевицевыми [6, 7]. Изучаемые территории характеризовались пастбищным режимом землепользования. Исследования проводили на трех ключевых участках, на каждом из которых

были выбраны две точки обследования – на склонах южной и северной экспозиции. При этом уклон и характер почвообразующих пород были однотипными.

Ключевой участок Гумбashi расположен на перевале Гумбashi Скалистого хребта в субальпийской зоне, на высоте 1960 м, где выбраны две точки на склонах северной и южной экспозиций с крутизной 30°.

Ключевой участок Сирх расположен на хребте Сирх, отроге Скалистого хребта, в альпийской зоне. Здесь были выбраны два участка на разных высотах: ключевой участок Сирх-1, расположенный на высоте 2600 м с крутизной склонов 20°–25°, и ключевой участок Сирх-2, расположенный на высоте 2940 м с крутизной склонов 30°–35°.

На каждом ключевом участке оценивали состояние почвенного покрова серией прикопок. В наиболее репрезентативных участках закладывали почвенные разрезы и проводили описание профилей. Образцы почв для определения физико-химических и биологических показателей обирали через каждые 10 см с соблюдением условий стерильности. Образцы транспортировали и хранили

в зип-пакетах при температуре 5–7°C. Микробиологические анализы выполняли в образцах при естественной влажности через 5–7 сут после отбора. Образцы почв для определения дЦДНК хранили при температуре –18°C.

Почвы всех ключевых участков относились к отделу органо-аккумулятивных и соответствовали Umbrisols по мировой классификационной системе WRB [9].

На ключевом участке Гумбashi (1960 м) почвы северного и южного склона темногумусовые остаточно-карбонатные супесчаные на элюво-делювии известковистых песчаниках. Мощность горизонта AU до 25–30 см. Характерна мощная дернина, особенно на северном склоне – до 15 см. До глубины 20 см встречаются лишь единичные крупные камни, с 20 см скелетность возрастает до 30–40%. Почвы склона южной экспозиции отличаются более выраженным бурьими тонами в окраске почвенной массы и менее прочной дерниной.

Почвы ключевого участка Сирх-1 (2600 м) на склонах северной и южной экспозиции перегнойно-темногумусовые супесчаные на элюво-делювии известковистых песчаников. Отличаются более мощным почвенным профилем глубиной 60–70 см. Мощность дернины достигала 5–7 см. Почвы южного склона характеризуются заметно более выраженными желтовато-бурьими тонами в окраске. Хорошо заметен переходный горизонт АС. До глубины 45–50 см скелетность менее 10%, в горизонте АС – до 70–80%.

Почвы ключевого участка Сирх-2 (2940 м) также представлены перегнойно-темногумусовыми супесчаными на элюво-делювии известковистых песчаников. Характерна разные мощность и сложение на склонах разной экспозиции. На южном склоне мощность не превышала 40–45 см, цвет желтовато-бурый, лишь в верхних 10–15 см заметны сероватые тона, скелетность на уровне 10–20%. Дернина – до 10 см. На склоне северной экспозиции мощность профиля достигала 90 см. До 50% объема занимали крупные камни, мелкоземистое заполнение представлено буровато-серым супесчаным материалом с высокой скелетностью (до 40–60%) по всему профилю.

Гранулометрический состав почв определяли пипеточным методом по Качинскому [17]; содержание общего азота – с помощью CHN анализатора (Elementar Vario El cube, Германия) в ЦКП ИФХиБПП РАН [34]; pH водной вытяжки – потенциометрическим способом при соотношении почва : вода 1 : 2.5 [5]; потери при прокаливании и содержание карбонатов в почве были определены стандартными методами [2].

Для определения содержания $C_{\text{мик}}$ были выбраны четыре метода: субстрат-индукционное дыхание (С-СИД, substrate-induced respiration (SIR)),

определение фосфолипидов в почве (С-ФЛ, phospholipid fatty acids, (PLFA)), выделение двухцепочечной ДНК из почвы (С-ДНК) и биокинетический метод (С-БК).

Метод С-СИД основан на определении скорости выделения углекислого газа почвенной микробной биомассой, в ответ на внесение глюкозы, где полученные исходные значения, выраженные в $\mu\text{g C-CO}_2/(\text{г почвы ч})$, переводятся в единицу микробного углерода, используя коэффициент 40.04 [1, 10, 25].

Метод С-ФЛ основан на десорбции микроорганизмов из почвы, экстракции органического вещества с последующим отделением липидной фракции от органического вещества и количественным анализом. Для пересчета величины содержания фосфолипидов из нмоль/г почвы в единицы углерода был использован литературный коэффициент пересчета 5.2 [24, 33].

Концентрацию дЦДНК в почвенных образцах определяли с использованием коммерческого набора FastDNA Spin Kit for soil (MP Biomedicals). Выделенную ДНК окрашивали с использованием флуорогенного красителя квантифлуор, количество флюoresценции которого пропорционально количеству ДНК в образце. Для пересчета полученных значений из $\mu\text{g дЦДНК/г почвы}$ на единицу микробного углерода был использован коэффициент 5.1 из литературных источников [44, 49].

На основе данных по кумулятивному продуцированию диоксида углерода в течение 15 сут инкубации почвы была рассчитана микробная биомасса биокинетическим методом (С-БК) путем аппроксимирования уравнением экспоненциальной регрессии:

$$C_t = 0.45C_{\text{мб}}[1 - \exp(-kt)] + Bt,$$

где C_t – кумулятивное количество C-CO_2 за все время инкубации, k – константа скорости минерализации микробной биомассы, t – время (сут), $C_{\text{мб}}$ – содержание углерода (мг/100 г) микробной биомассы, 0.45 – доля углерода субстрата, использованного на образование углерода микробной биомассы, B – константа, характеризующая равновесие между приростом и отмиранием микробной биомассы при полной утилизации начального запаса субстрата [20]. Перед определением С-БК почвенные образцы предварительно высушили при 65°C в течение 24 ч, а затем увлажнили до 60% ПВ.

Значения микробной биомассы, полученные четырьмя методами, выражали в мг C/100 г почвы . Все полученные данные пересчитывали на абсолютно-сухую навеску почвы. Для оценки взаимосвязи физико-химических свойств почв и содержания углерода микробной биомассы, определенно четырьмя методами, проводили регрессионный

анализ методом наименьших квадратов. Кроме того, был проведен однофакторный дисперсионный анализ основных физико-химических свойств с четырьмя методами оценки микробной биомассы. Статистическую обработку данных проводили в программе Past 4.03.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Химические и физические свойства почв. Исследованные почвы существенно различались по своим химическим и физическим свойствам (табл. 1). В изученных почвах отмечено накопление полуразложившегося органического вещества, состоящего из не полностью гумифицированных растительных остатков, а также его замедленная минерализация. Содержание органического углерода варьировало от 6–11% в верхних слоях до 3–5% в нижних слоях темногумусовых почв и до 1–2% в переходном горизонте. На всех объектах почвы на склонах северной экспозиции отличались большим содержанием органического углерода по сравнению с почвами южных склонов, кроме ключевого участка Сирх-2 (2600 м), где значения достоверно не различались. Содержание азота в почвах достигало 1.1% и уменьшалось с глубиной. Все рассматриваемые почвы характеризовались слабокислой реакцией среды, близкой к нейтральной (рН 4.7–6.3). Гранулометрический состав почв всех ключевых участков относится к связно-песчаному в верхних горизонтах и супесчаному в нижних. Наибольшее содержание илистых фракций было обнаружено в нижних горизонтах почв склона северной экспозиции на перевале Гумбashi (1960 м), где этот показатель достигал 6%. Во всех других случаях содержание ила было на уровне 1–3%. Содержание карбонатов было на уровне 1%. Потери при прокаливании варьировали от 11 до 34% в верхних слоях, и от 4 до 11% – в нижних.

Отношение C/N изменялось в пределах от 8.5 до 13.1, где в среднем во всем профиле значения изменяются в пределах 10–11, и в редких случаях в нижнем горизонте южных склонов Сирх-1, 2 было обнаружено соотношение C:N на уровне 8–9.

Полученные нами результаты исследования физико-химических свойств органо-аккумулятивных почв высокогорных районов сопоставимы с данными других исследователей [4, 12–14, 18, 21–23, 36].

Углерод микробной биомассы. Значения углерода микробной биомассы почв, определяемые методом С-ФЛ, закономерно уменьшались вниз по профилю (рис. 2). На объекте Гумбashi на склоне северной экспозиции содержание $C_{\text{мик}}$ составляло ~220 мг C/100 г и закономерно снижалось с глубиной. В то время, как в почвах на склонах южной экспозиции значения $C_{\text{мик}}$ были в 1.4 раза ниже. В почвах ключевых участков Сирх-1 и Сирх-2, на склонах северной и южной экспозиции

закономерности профильного распределения $C_{\text{мик}}$ были схожими. Минимальные значения были выявлены в почве южного склона объекта Сирх-2, где они не превышали 119 мг C/г почвы в верхнем горизонте.

Углерод микробной биомассы, оцененный методом С-СИД, достигал 460 мг C/100 г в почве северного склона объекта Гумбashi. В почвах ключевых участков Сирх-1 и Сирх-2, микробная биомасса, в целом, была ниже и отмечено ее уменьшение в 2 раза с увеличением абсолютной высоты. Во всех случаях значения $C_{\text{мик}}$ в почвах склонов северной экспозиции были выше таковых почв южных склонов.

Содержание углерода микробной биомассы, оцененное методом С-ДНК, было существенно ниже по сравнению с другими методами. Так, значения $C_{\text{мик}}$ не превышали 50 мг C/100 г почвы, и не выявлено закономерностей варьирования микробной биомассы в зависимости от экспозиции склона и высоты.

Значения углерода микробной биомассы, определенные методом С-БК, в почвах всех изученных объектов, как правило, были выше в 2–3 раза по сравнению с другими методами определения $C_{\text{мик}}$, достигая 671 мг C/100 г в почве склона южной экспозиции ключевого участка Сирх-1.

Таким образом, выявленные закономерности варьирования почвенной микробной биомассы, определенной четырьмя методами, различались в зависимости от высоты и экспозиции склона. На всех ключевых участках методом С-СИД были выявлены максимальные значения микробной биомассы на склонах северной экспозиции. Метод С-ФЛ показал хоть и незначительное, но достоверное превышение микробной биомассы в почвах на склоне южной экспозиции на объекте Сирх-2 по сравнению с почвами южного склона. Так, содержание углерода микробной биомассы, рассчитанное по содержанию ДНК, было выше в почвах склонов южной экспозиции на двух ключевых участках Гумбashi и Сирх-1, однако в почвах объекта Сирх-2 эти результаты были аналогичными на обоих склонах.

Доля микробного углерода (табл. 2), оцененная методами С-СИД, С-ФЛ, С-ДНК, варьировала от 0.3 до 3.9% в верхних почвенных горизонтах, что является достаточно низкими значениями для органо-аккумулятивных почв, богатых легкодоступными фракциями органического углерода [45]. Однако доля микробного углерода, рассчитанная на основе метода С-БК, в верхних горизонтах почв ключевого участка Сирх достигала 6.9%. Занизенная доля микробного углерода в почвах субальпийской и альпийской зоны (ключевые участки Сирх-1 и Сирх-2), полученная методами С-ДНК, С-ФЛ и С-СИД, вероятно, связана с ограничениями этих

Таблица 1. Физико-химические свойства горно-луговых почв Центрального Кавказа

Глубина, см	C _{опг}	Ил	Физическая глина %	CO ₂ карб	ППП	N _{общ}	рН	C/N
Гумбази, склон северной экспозиции (1960 м)								
0–10	11.8	1	9	0.8	27.7	1.1	5.2	11.2
10–20	8.5	2	7	0.6	20.3	0.8	4.9	10.8
20–30	6.3	4	12	0.6	16.8	0.5	4.7	12.2
30–40	4.8	5	14	0.8	13.8	0.4	4.7	12.1
40–50	3.2	6	19	0.6	9.6	0.2	4.8	13.0
Гумбази, склон южной экспозиции (1960 м)								
0–10	8.6	3	9	0.3	20.5	0.8	5.1	11.1
10–25	5.9	3	10	0.7	12.2	0.5	4.8	11.3
25–40	3.4	4	13	0.8	10.5	0.3	4.9	10.8
Сирх-1, склон северной экспозиции (2600 м)								
0–10	9.1	1	8	0.4	22.8	0.8	5.7	11.9
10–20	5.9	1	16	0.4	14.7	0.5	5.6	11.4
20–30	5.2	2	15	0.2	13.2	0.4	5.9	11.5
30–40	3.9	3	17	0.4	10.4	0.3	5.7	11.4
40–50	2.5	3	14	0.1	7.6	0.2	5.7	11.5
50–60	1.7	3	19	0.3	7.2	0.2	5.6	10.0
Сирх-1, склон южной экспозиции (2600 м)								
0–10	9.7	1	8	0.7	21.4	0.8	5.7	11.6
10–20	6.1	1	10	0.4	16.9	0.6	5.7	11.0
20–30	5.3	1	10	0.7	14.2	0.5	5.7	10.8
30–40	3.5	2	14	0.6	9.9	0.3	5.8	10.9
40–50	1.9	4	19	0.6	13.6	0.2	5.8	11.4
50–60	1.6	4	18	0.5	5.9	0.1	5.8	10.5
60–70	1.7	1	20	0.5	6.8	0.2	6.0	8.5
Сирх-2, склон северной экспозиции (2900 м)								
0–10	9.0	1	10	0.8	21.2	0.7	5.7	13.1
10–20	7.2	1	14	0.4	34.2	0.6	5.3	12.1
20–30	5.6	1	13	0.3	15.2	0.5	5.3	11.8
30–40	5.1	1	17	0.4	13.8	0.4	5.5	12.2
40–50	3.5	1	15	0.1	9.4	0.3	5.4	11.4
50–60	3.0	2	16	0.3	9.0	0.3	5.4	11.2
60–70	2.9	2	16	0.1	9.1	0.3	5.7	11.3
70–80	2.8	3	17	0.1	8.5	0.2	5.5	11.3
80–90	3.3	3	23	0.2	10.0	0.3	5.3	11.3
Сирх-2, склон южной экспозиции (2900 м)								
0–10	7.9	1	6	0.7	17.7	0.7	5.9	11.4
10–20	5.6	1	7	0.5	11.0	0.5	5.9	10.6
20–30	4.1	0	8	0.7	9.4	0.4	6.0	10.5
30–40	2.8	0	8	0.5	6.8	0.3	6.1	10.0
40–50	1.7	1	14	0.4	5.3	0.2	6.2	9.3
50–60	1.7	1	13	0.8	5.4	0.2	6.3	9.0
60–70	1.0	3	15	0.7	4.4	0.1	6.1	8.6

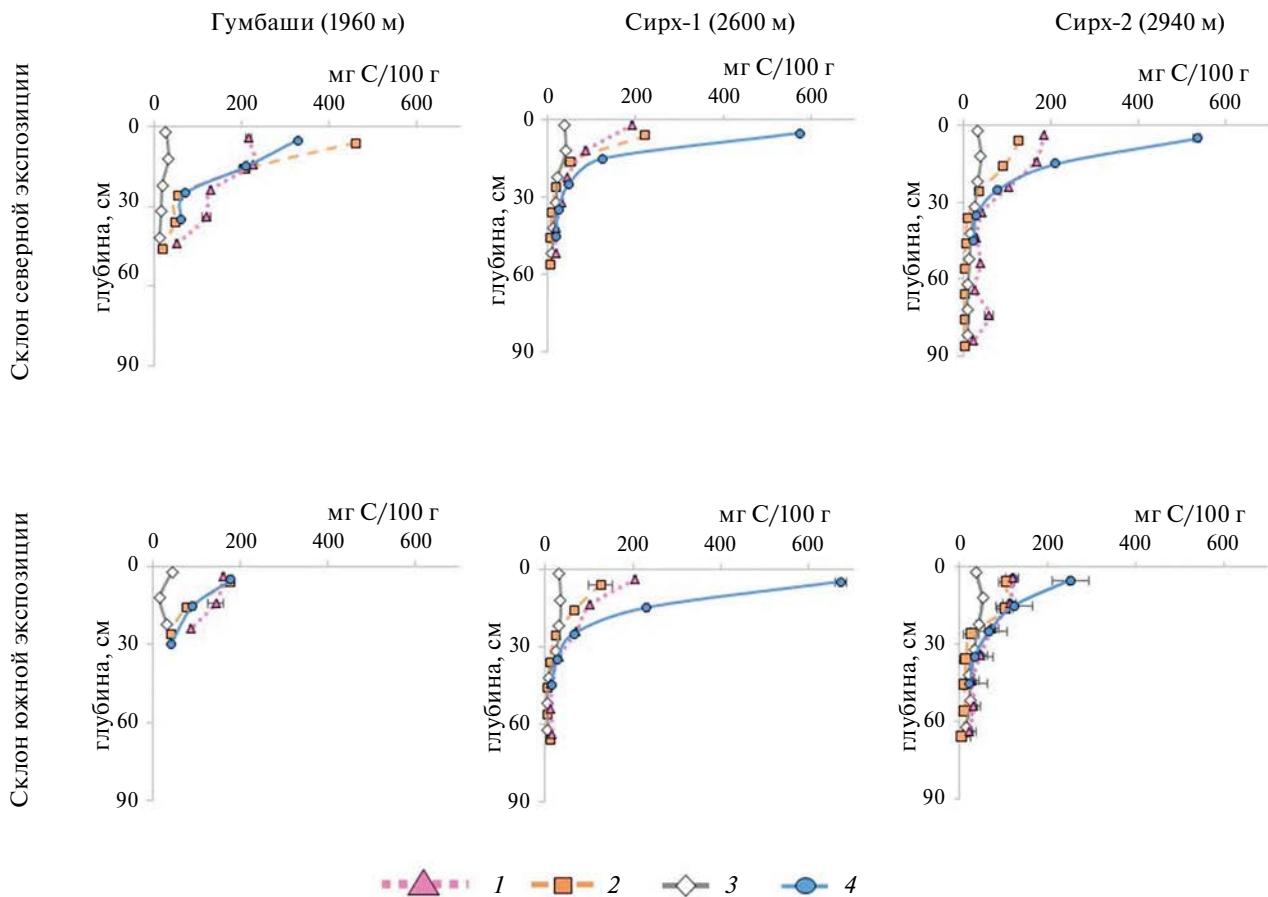


Рис. 2. Графики изменения углерода микробной биомассы в высотном градиенте на трех объектах: Гумбаши (1960 м), Сирх-1 (2600 м), Сирх-2 (2940 м) на склонах северной и южной экспозиции. 1 – метод оценки углерода микробной биомассы на основе определения фосфолипидов в почве (С-ФЛ); 2 – метод оценки углерода микробной биомассы с помощью субстрат-индуцированного дыхания (С-СИД); 3 – метод оценки углерода микробной биомассы по количеству экстрагированной двухцепочечной ДНК из почвы (С-ДНК); 4 – биокинетический метод оценки микробной биомассы (С-БК).

методов при определении грибной биомассы в высокогорных почвах. Грибное сообщество хорошо адаптируется к условиям холодного климата в связи с пониженной оптимальной температурой для своего роста и активности – по сравнению с бактериальным сообществом почвенных микрорганизмов [36]. Ранее было показано достоверное увеличение доли грибной биомассы в почвах альпийской зоны по сравнению с почвами субальпийской [32, 42, 45]. Субальпийская зона характеризуется более мощным растительным покровом, с хорошо развитой корневой системой по сравнению с альпийской зоной. Особенности растительности горной зоны обуславливают высокую доступность лабильных субстратов и преобладание бактериальных сообществ, обладающих большей скоростью роста, чем грибные сообщества в почвах данной зоны. Исходя из вышесказанного, можно сделать предположение, что в почвах альпийской зоны – с вероятным преобладанием грибов в структуре

микробного сообщества – именно биокинетический метод с длительным периодом непрерывной инкубации дает возможность оценить биомассу медленнорастущих грибных сообществ. В почвах субальпийской зоны, с преобладанием бактериальных сообществ, напротив, все методы оценки микробной биомассы, кроме С-ДНК, показывали близкое отношение углерода микробной биомассы к органическому углероду.

Статистическая обработка данных. При проведении регрессионного анализа (рис. 3) углеродом микробной биомассы с химическими свойствами почв была выявлена средняя корреляционная зависимость между значениями С-ФЛ, С-БК и С-СИД и общим углеродом и азотом ($r^2 = 0.64–0.86$, $P = 0.001$), а также слабая корреляция с С-ДНК ($r^2 = 0.40$, $P = 0.001$).

Регрессионный анализ между углеродом микробной биомассы и физическими свойствами

Таблица 2. Доля углерода микробной биомассы от органического в изученных почвах, %

Глубина, см	C-СИД : C _{опр}	C-ФЛ : C _{опр}	C-ДНК : C _{опр}	C-БК : C _{опр}
Склон северной экспозиции ключевого участка Гумбаши				
0–10	3.9	1.8	0.2	2.8
10–20	2.4	2.7	0.4	2.5
20–30	0.9	2.0	0.3	1.1
30–40	1.0	2.5	0.4	1.3
40–50	0.6	1.6	0.4	н.д
Склон южной экспозиции ключевого участка Гумбаши				
0–10	2.1	1.9	0.5	2.1
10–25	1.3	2.4	0.3	1.5
25–40	1.2	2.6	0.9	1.2
Склон северной экспозиции ключевого участка Сирх-1				
0–10	2.4	2.1	0.4	6.3
10–20	0.9	1.5	0.7	2.1
20–30	0.4	0.9	0.4	0.9
30–40	0.2	0.8	0.5	0.6
40–50	0.2	0.7	0.4	0.7
50–60	0.4	1.2	0.6	Нет данных
Склон южной экспозиции ключевого участка Сирх-1				
0–10	1.3	2.1	0.3	6.9
10–20	1.1	1.7	0.6	3.7
20–30	0.5	1.4	0.6	1.2
30–40	0.3	0.9	0.7	0.8
40–50	0.3	0.7	0.5	0.8
50–60	0.5	0.9	0.3	Нет данных
60–70	0.7	0.9	0.4	»
Склон северной экспозиции ключевого участка Сирх-2				
0–10	1.4	2.1	0.3	5.9
10–20	1.3	2.3	0.5	2.9
20–30	0.6	1.9	0.6	1.4
30–40	0.2	0.8	0.5	0.6
40–50	0.2	0.9	0.5	0.7
50–60	0.1	1.2	0.5	Нет данных
60–70	0.1	0.8	0.4	»
70–80	0.1	2.1	0.3	»
80–90	0.1	0.6	0.3	»
Склон южной экспозиции ключевого участка Сирх-2				
0–10	1.3	1.5	0.5	3.2
10–20	1.8	2.0	0.9	2.2
20–30	0.6	1.8	1.1	1.6
30–40	0.5	1.7	1.2	1.2
40–50	0.6	1.6	1.1	1.3
50–60	0.7	1.8	1.4	Нет данных
60–70	0.6	2.0	1.3	»

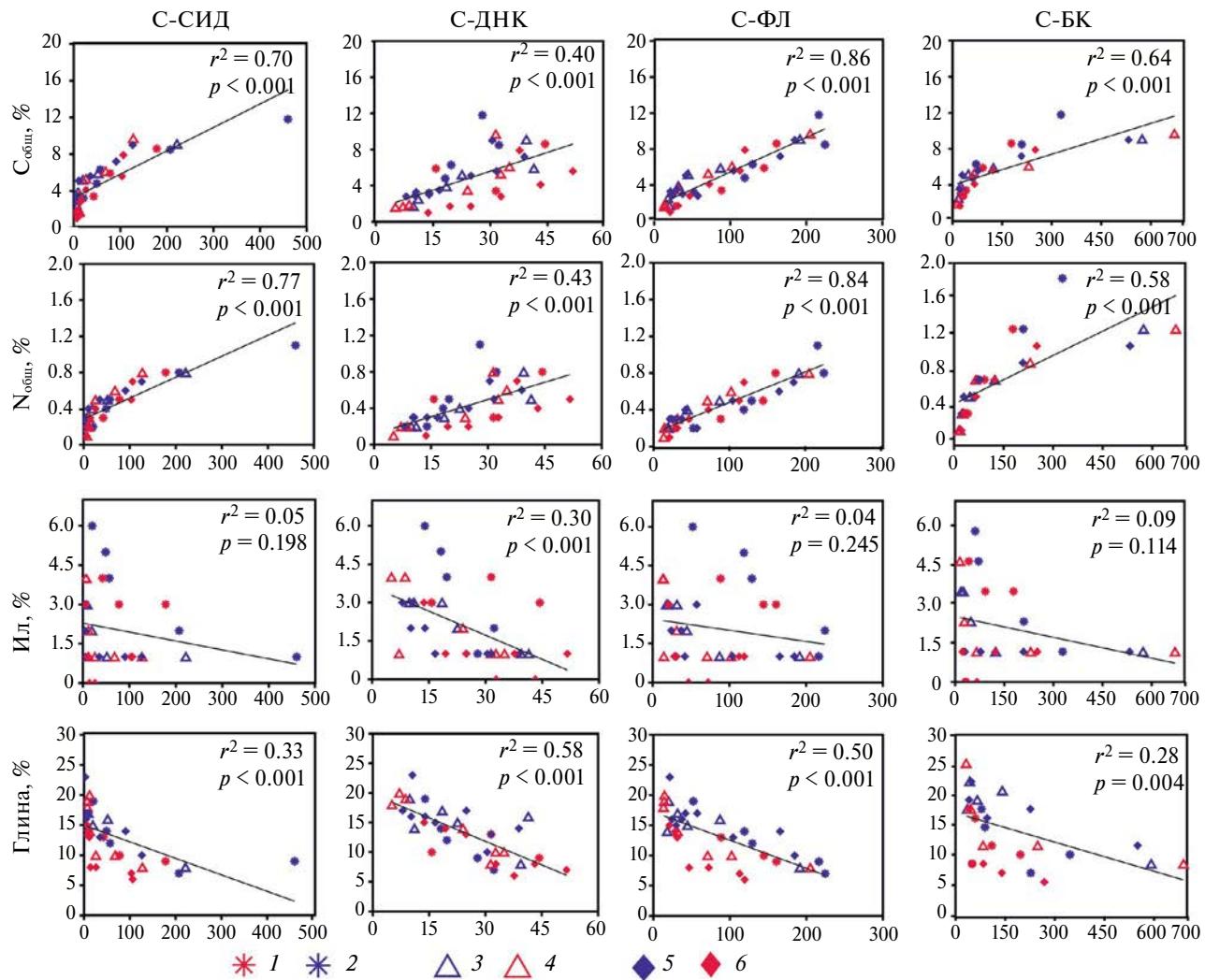


Рис. 3. Регрессионный анализ основных физико-химических и биологических показателей. 1 – Гумбashi (1960 м), склон северной экспозиции; 2 – Гумбashi, склон южной экспозиции; 3 – Сирх-1 (2600м), склон северной экспозиции; 4 – Сирх-1, склон южной экспозиции; 5 – Сирх-2 (2940м), склон северной экспозиции; 6 – Сирх-2, склон южной экспозиции.

обнаружил слабую корреляцию содержания ила и глины с С-ДНК ($r^2 = 0.30–0.58$, $P = 0.0001$) и отсутствие корреляции физико-химических свойств с другими методами оценки микробной биомассы; исключение составляет корреляция С-ФЛ с содержанием глины, где $r^2 = 0.50$, $P = 0.0001$.

Для почв альпийской зоны характерно большое содержание органического углерода и высокие потери при прокаливании. Соединения гумусовой природы и детрит разной степени минерализации, представляющие собой окрашенные органические вещества природного происхождения, существенно влияют на количественный анализ содержания почвенной ДНК. Гумусовые вещества часто экстрагируются совместно с нуклеиновой кислотой из проб почвы, а высокие концентрации этих веществ

снижают эффективность связывания ДНК [27]. Известно, что в почвах с высоким содержанием органического вещества происходит ослабление взаимосвязи между двухцепочечной ДНК и микробным углеродом, при этом молекулы ДНК имеют схожие физико-химические свойства с гуминовыми веществами и могут быть ингибитором ферментативных реакций [19, 53]. Вероятно, по этой причине значения С-ДНК в верхних горизонтах оказались заниженными, и не сопоставимыми с тремя другими методами.

В отношении высотного градиента углерод микробной биомассы, оцененный методом дЦДНК, достоверно уменьшался с высотой в почвах на склонах южной экспозиции ($F = 8.89$, $p = 0.002$). Были обнаружены значимые различия на склонах

южной и северной экспозиции ключевого участка Сирх-2 ($F = 14.12, p = 0.001$).

Методы оценки микробной биомассы по субстрат-индуцированному дыханию и по содержанию фосфолипидов продемонстрировали схожие результаты для верхней части почвенного профиля, однако данные С-СИД для нижних горизонтов были существенно ниже по сравнению с данными С-ФЛ. Вероятно, это было связано с тем, что метод СИД учитывает респираторный отклик микроорганизмов, способных быстро ассимилировать легкодоступные источники углеводов, в данном случае – глюкозы. Однако в почве могут быть другие группы микроорганизмов, которые не потребляют глюкозу и для которых более предпочтительны другие субстраты [3]. Известно, что в почве присутствуют пулы активных, потенциально активных и покоящихся микроорганизмов. В нижней части почвенного профиля, где доступность источников углеводов ограничена, значительная часть клеток находится в покоящемся состоянии и не дает респираторного отклика на внесение легкодоступных субстратов, что занижает действительные значения микробной биомассы [29].

Уменьшение микробной биомассы С-СИД вдоль высотного градиента, было недостоверным, кроме склонов северной экспозиции ($F = 4.47, p = 0.01$). Не было обнаружено и достоверных различий между почвами северной и южной экспозиций склонов ни на одном из изучаемых объектов. Однако величина микробной биомассы С-ФЛ достоверно уменьшалась с высотой на склонах северной ($F = 6.12, p = 0.005$) и южной экспозиции ($F = 4.36, p = 0.02$). Кроме того, были обнаружены и достоверные различия в величине микробной биомассы на склонах северной и южной экспозиции ключевого участка Гумбashi ($F = 4.88, p = 0.03$). Не выявлено достоверного влияния высотного градиента и склоновой позиции на микробную биомассу, определенную биокинетическим методом.

Существуют разные представления об изменении величины микробной биомассы в горных почвах с увеличением абсолютной высоты. Так, оценка микробной биомассы в высотном градиенте методами прямого счета и по выделению CO_2 из почвы показала уменьшение микробной биомассы с увеличением высоты, связанное с уменьшением температуры [48]. Изучение содержания углерода микробной биомассы в высотном градиенте чашечным методом, методом прямого счета и фосфолипидного анализа жирных кислот показало аналогичные закономерности [45]. Данные, полученные методом С-СИД, также подтверждают эти закономерности. Однако в некоторых публикациях была показана обратная тенденция – к увеличению микробной биомассы в альпийской зоне относительно субальпийской, оцененная методами фумигации–экстракции и анализа состава

фосфолипидов и жирных кислот [32, 51]. В настоящем исследовании такую закономерность показывают результаты анализа микробной биомассы фосфолипидным методом в почвах на склонах южной экспозиции. Однако, тот же метод в почвах склонов северной экспозиции не выявил подобной закономерности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование микробной биомассы в органо-аккумулятивных почвах Центрального Кавказа методами субстрат-индуцированного дыхания, определения концентрации фосфолипидов и дЦДНК, а также биокинетическим методом показало, что выбор наиболее подходящего метода будет определяться исходными физико-химическими свойствами почв и климатическими условиями региона исследования. Выявленные закономерности варьирования почвенной микробной биомассы, определенной четырьмя методами, различались в высотном градиенте и в зависимости от экспозиции склона.

Преимуществом оценки микробной биомассы биокинетическим методом, благодаря длительной и непрерывной инкубации почвенных образцов, является его способность учитывать биомассу медленно растущих грибных сообществ, доля которых увеличивается с увеличением абсолютной высоты. В исследование методами С-СИД, С-ФЛ и С-ДНК были получены заниженные значения $C_{\text{мик}}$ в верхних горизонтах почв альпийской зоны, на что указывает и невысокая доля микробного углерода от органического, полученная этими тремя методами.

Методом СИД были получены достоверные значение в верхних горизонтах субальпийской зоны, развитых под мощным растительным покровом, с хорошо развитой дерниной, что в свою очередь обуславливает высокую доступность лабильных субстратов и адаптацию микробного сообщества к быстрому респираторному ответу на внесение глюкозы в момент определения микробной биомассы.

В целом аналогичные величины были найдены методом выделения фосфолипидов из почвы. Однако в нижних горизонтах почв значение $C_{\text{мик}}$, полученные этим методом, как правило, были выше. Это связано с тем, что фосфолипидный метод способен определять не только пулы активных микроорганизмов, но также потенциально активные и покоящиеся микроорганизмы, доля которых в нижних горизонтах, где доступность источников углерода ограничена, ожидаемо выше.

Полученные результаты определения $C_{\text{мик}}$ методом выделения дЦДНК подтвердили известные ограничения применения этого метода в почвах с высоким содержанием органического вещества. Для верхних горизонтов органо-аккумулятивных

почв Центрального Кавказа этот метод не информативен и занижает значения микробной биомассы, так как происходит ослабление взаимосвязи концентрации дДНК и микробного углерода, за счет уменьшения эффективности связывания ДНК из-за присутствия гумусовых веществ.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность сотруднице лаборатории почвенных циклов углерода и азота ИФХиБПП РАН доценту, к.б.н. Т.В. Кузнецовой за помощь и консультирование в проведении биокинетического метода определения микробной биомассы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование осуществлено в рамках выполнения государственного задания № 122040500036-9.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьева Н.Д., Благодатская Е.В., Орлинский Д.Б., Мякишина Т.Н. Методические аспекты определения скорости субстрат-индуцированного дыхания почвенных микроорганизмов // Почвоведение. 1993. № 11. С. 72–77.
2. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд. МГУ, 1970. 490 с.
3. Благодатский С.А., Благодатская Е.В., Горбенко А.Ю., Паников Н.С. Регидратационный метод определения биомассы микроорганизмов в почве // Почвоведение. 1987. № 4. С. 64–71.
4. Владыченский А.С., Розанов Б.Г. Особенности гумусообразования и гумусного состояния горных почв // Почвоведение. 1986. № 3. С. 73–80.
5. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
6. Галушко А. И. Флора Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1980. Т. 2. 352 с.
7. Дзыбов Д.С. Флора и растительность Карачаево-Черкесии. Ставрополь: Астра-М, 2013. 424 с.
8. Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умаров М.М. Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038>
9. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2014. 768 с.
10. Евдокимов И.В. Методы определения биомассы почвенных микроорганизмов // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2018. № 3.
<https://doi.org/10.21685/2500-0578-2018-3-5>
11. Лурье П.М., Крохмаль А.Г., Панов В.Д., Панова С.В. Тамов М.Ч. Карабаево-Черкессия: климатические условия. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 2000. 196 с.
12. Молчанов Э.Н. Формирование горно-луговых черноземовидных почв высокогорий Северного Кавказа // Почвоведение. 2008. №. 12. С. 1438–1452.
13. Молчанов Э.Н. Горно-луговые почвы высокогорий Западного Кавказа // Почвоведение. 2010. №. 12. С. 1433–1448.
14. Михайлова О.Н. К вопросу о генезисе высоко горных почв // Тр. Почв. Ин-та им. В.В. Докучаева. 1936. Т. 13. С. 315–366.
15. Паников Н.С. Кинетика роста микроорганизмов. М.: Наука, 1992. 311 с.
16. Почвы Кабардино-Балкарской АССР и рекомендации по их использованию. Нальчик, 1984. 201 с.
17. Практикум по почвоведению / Под ред. Кауричева И.С. М.: Колос, 1973. 279 с.
18. Ромашкевич А.И. Горное почвообразование и геоморфологические процессы. М.: Наука, 1988. 150 с.
19. Семенов М.В. Метабаркодинг и метагеномика в почвенно-экологических исследованиях: успехи, проблемы и возможности // Журнал общей биологии. 2019. № 80. Т. 6. С. 403–417.
<https://doi.org/10.1134/S2079086421010084>
20. Семенов В.М., Кравченко И.К., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А., Гисперт М., Пардини Д. Экспериментальное определение активного органического вещества в некоторых почвах природных и сельскохозяйственных экосистем // Почвоведение. 2006. №. 3. С. 282–292.
21. Фиапишев Б.Х. Высокогорные почвы центральной части Северного Кавказа. Нальчик: Издво КБСХА, 1996. 137 с.
22. Фиапишев Б.Х., Федорова С.И. О составе органического вещества высокогорных почв Северного Кавказа // Научные основы рационального использования почв Северного Кавказа и пути повышения их плодородия. Нальчик, 1971. С. 114–121.
23. Фридланд В.М. Основные принципы и элементы базовой классификации почв мира и программа работ по ее созданию // Проблемы географии

- генезиса и классификации почв. М.: Наука, 1986. 244 с.
24. Хомутова Т.Э., Демкин В.А. Оценка биомассы микробных сообществ почв сухих степей по содержанию в них фосфолипидов // Почвоведение. 2011. № 6. С. 748–754.
 25. Anderson J.P.E., Domsch K.H. Physiological method for quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. V. 10. P. 215–221. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90099-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90099-8)
 26. Anderson T.-H., Martens R. DNA determinations during growth of soil microbial biomasses // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 57. P. 487–495. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.09.031>
 27. Bachoon D.S., Otero E., Hodson R.E. Effects of humic substances on fluorometric DNA quantification and DNA hybridization // J. Microbiol. Methods. 2001. V. 47. P. 73–82. [https://doi.org/10.1016/S0167-7012\(01\)00296-2](https://doi.org/10.1016/S0167-7012(01)00296-2)
 28. Blagodatskaya E.V., Blagodatskii S.A., Anderson T.-H. Quantitative isolation of microbial DNA from different types of soils of natural and agricultural ecosystems // Microbiology. 2003. V. 72. P. 744–749. <https://doi.org/10.1023/B:MICI.0000008379.63620.7b>
 29. Blagodatskaya E., Kuzyakov Y. Active microorganisms in soil: critical review of estimation criteria and approaches // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 67. P. 192–211. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.08.024>
 30. Brookes P. The soil microbial biomass: concept, measurement and applications in soil ecosystem research // Microbes and Environments. 2001. V. 16. P. 131–140. <https://doi.org/10.1264/jsme2.2001.131>
 31. Dalal R.C. Soil microbial biomass – what do the numbers really mean? // Aust. J. Exp. Agric. 1998. V. 38. № 7. P. 649–665. <https://doi.org/10.1071/EA97142>
 32. Djukic I., Zehetner F., Mentler A., Gerzabek M.H. Microbial community composition and activity in different Alpine vegetation zones // Soil Biol. Biochem. 2010. V. 42. P. 155–161. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.10.006>
 33. Findlay R. The use of phospholipid fatty acids to determine microbial community structure // Molecular Microbial Ecology Manual. 1996. V. 4. P. 1–17. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-0215-2>
 34. Frederic L.H. Elementary analysis and the origins of physiological chemistry // Isis. 1963. V. 54. P. 50–81. <https://doi.org/10.1086/349664>
 35. Gong H., Du Q., Xie S., Hu W., Akram M.A., Hou Q., Dong L., Sun Y., Manan A., Deng Y., Ran J., Deng J. Soil microbial DNA concentration is a powerful indicator for estimating soil microbial biomass C and N across arid and semi-arid regions in northern China // Appl. Soil Ecol. 2021. V. 160. P. 103863. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2020.103869>
 36. Hart S.C. Potential impacts of climate change on nitrogen transformations and greenhouse gas fluxes in forests: a soil transfer study // Global Change Biol. 2006. V. 12. P. 1032–1046. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01159.x>
 37. Joergensen R.G., Emmerling C. Methods for evaluating human impact on soil microorganisms based on their activity, biomass, and diversity in agricultural soils // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2006. V. 169. P. 295–309. <https://doi.org/10.1002/jpln.200521941>
 38. Joergensen R.G. Phospholipid fatty acids in soil – drawbacks and future prospects // Biol. Fertil. Soils. 2022. V. 58. P. 1–6. <https://doi.org/10.1007/s00374-021-01613-w>
 39. Kaiser E.A., Mueller T., Joergensen R.G., Insam H., Heinemeyer O. Evaluation of methods to estimate the soil microbial biomass and the relationship with soil texture and organic matter // Soil Biol. Biochem. 1992. V. 24. P. 675–683. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(92\)90046-Z](https://doi.org/10.1016/0038-0717(92)90046-Z)
 40. Leckie S.E., Prescott C.E., Grayston S.J., Neufeld J.D., Mohn W.W. Comparison of chloroform fumigation-extraction, phospholipid fatty acid, and DNA methods to determine microbial biomass in forest humus // Soil Biol. Biochem. 2004. V. 36. P. 529–532. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2003.10.014>
 41. Levy-Booth D.J., Campbell R.G., Gulden R.H., Hart M.M., Powell J.R., Klironomos J. N., Pauls K.P., Swanton C.J., Trevors J.T., Dunfield K.E. Cycling of extracellular DNA in the soil environment // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39. P. 2977–2991. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.06.020>
 42. Li W., Yang G., Chen H., Tian J., Zhang Y., Zhu Q., Peng C., Yang J. Soil available nitrogen, dissolved organic carbon and microbial biomass content along altitudinal gradient of the eastern slope of Gongga Mountain // Acta Ecologica Sinica. 2013. V. 33. P. 266–271. <https://doi.org/10.1016/j.chnaes.2013.07.006>
 43. Lloyd-Jones G., Hunter D.W.F. Comparison of rapid DNA extraction methods applied to contrasting New Zealand soils // Soil Biol. Biochem. 2001. V. 33. P. 2053–2059. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00133-X)
 44. Lorenz M.G., Wackernagel W. Adsorption of DNA to sand and variable degradation rates of adsorbed DNA // Appl. Environ. Microbiol. 1987. V. 53. P. 2948–2952. <https://doi.org/10.1128%2Faem.53.12.2948-2952.1987>
 45. Margesin R., Jud M., Tscherko D., Schinner F. Microbial communities and activities in alpine and subalpine soils // FEMS Microbiol. Ecol. 2009. V. 67(2). P. 208–218. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2008.00620.x>
 46. Marinari S., Mancinelli R., Campiglia E., Grego S. Chemical and biological indicators of soil quality in organic and conventional farming systems in

- Central Italy // *Ecol. Indic.* 2006. V. 6. P. 701–711.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2005.08.029>
47. *Marstorp H., Witter E.* Extractable dsDNA and product formation as measures of microbial growth in soil upon substrate addition // *Soil Biol. Biochem.* 1999. V. 31. P. 1443–1453.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(99\)00065-6](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(99)00065-6)
48. *Schinner F.* Soil microbial activities and litter decomposition related to altitude // *Plant Soil.* 1982. V65. P. 87–94.
49. *Semenov M., Blagodatskaya E., Stepanov A., Kuzyakov Ya.* DNA-based determination of soil microbial biomass in alkaline and carbonaceous soils of semi-arid climate // *J. Arid. Environ.* 2018. V. 150. P. 54–61.
<https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2017.11.013>
50. *Wardle D.A.* Controls of temporal variability of the soil microbial biomass: a global-scale synthesis // *Soil Biol. Biochem.* 1998. V. 30. P. 1627–1637.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00201-0](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00201-0)
51. *Wang M., Qu L., Ma K., Yuan X.* Soil microbial properties under different vegetation types on Mountain Han // *Sci. China Life Sci.* 2013. V. 56. P. 561–570.
<https://doi.org/10.1007/s11427-013-4486-0>
52. *Willers C., Jansen van Rensburg P.J., Claassens S.* Phospholipid fatty acid profiling of microbial communities – a review of interpretations and recent applications // *J. Appl. Microbiol.* 2015. V. 119. P. 1207–1218.
<https://doi.org/10.1111/jam.12902>
53. *Wilson I.G.* Inhibition and facilitation of nucleic acid amplification // *Appl. Environ. Microbiol.* 1997. V. 63. № 10. P. 3741–3751.
<https://doi.org/10.1128/aem.63.10.3741-3751.1997>
54. *Zhang Y., Zheng N., Wang J., Yao H., Qiu Q., Chapman S.J.* High turnover rate of free phospholipids in soil confirms the classic hypothesis of PLFA methodology // *Soil Biol. Biochem.* 2019. V. 135. P. 323–330.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2019.05.023>

Comparison of Methods for Determination of Microbial Biomass in Organic-Accumulative Soils of the Mountain Zone in the Central Caucasus

A. A. Petrosyan^{1,*}, E. V. Chernysheva¹, V. N. Pinskoy¹, and A. V. Borisov¹

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

**e-mail: Alisa_Mayakovskaya@bk.ru*

The microbial community plays an important role in biogeochemical processes in soil. There are many methods for studying microbial biomass, however, the question arises about the most informative and suitable method for high-mountain soils. The objects of study were organic-accumulative soils (Umbrisols) of north and south facing slopes in the subalpine and alpine zones at altitudes of 1960, 2600 and 2940 m above sea level. Soil samples were taken on slopes of northern and southern exposure. Four methods for estimating the carbon of microbial biomass were used in this work: the method of determining phospholipid fatty acids in soil (PLFA), the method of substrate-induced respiration (C-SIR), the method of extracting double-stranded DNA (dsDNA) from soil (C-DNA) and the biokinetic method (S-BK). When comparing four methods for assessing the carbon of microbial biomass, it was shown that the C-DNA method in organic-accumulative soils in the mountain zone underestimated results in the upper horizons, which were not comparable with the other three methods. This is due to known limitations in extraction of dsDNA from organic soils, which weakens the relationship between dsDNA and microbial carbon. The C-SIR method for studying microbial biomass showed similar values to the PLFA method, but the values in the lower horizons were underestimated. The microbial biomass determined by the biokinetic method in the soils of the alpine zone was several times higher than that determined by other methods, due to the predominance of fungal communities in the subalpine and alpine zones. A more accurate values of microbial biomass in the upper part of the soil profile is provided by the biokinetic method, while in the lower part of the profile more adequate estimates are obtained by the PLFA method.

Keywords: dsDNA, phospholipid fatty acids, substrate-induced respiration, biokinetic method

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОБНОЙ АКТИВНОСТИ И СОДЕРЖАНИЯ УГЛЕРОДА В СОВРЕМЕННЫХ И ПОДКУРГАННЫХ ЧЕРНОЗЕМАХ РАЗНОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

© 2024 г. В. Е. Приходько^{a,*}, Д. И. Васильева^b, Х.-Ч. Ли^c,
А. Л. Плаксина^d, Т. А. Пузанова^f

^aИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН

ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 242290 Россия

^bСамарский государственный технический университет,
ул. Молодогвардейская, 244, Самара, 443100 Россия

^cФакультет геологических наук Национального университета Тайваня
ул. Рузвельт-роуд 1, корп. 4, Тайбэй, 106, Тайвань 10617

^dЧелябинский государственный университет,
ул. Братьев Кашириных, 129, Челябинск, 454001 Россия

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

*e-mail: kpve00@mail.ru

Поступила в редакцию 16.04.2024 г.

После доработки 28.06.2024 г.

Принята к публикации 30.06.2024 г.

Изучено профильное распределение органического вещества ($C_{опр}$), микробной биомассы ($C_{мик}$) и базального дыхания CO_2 (БД) лесостепных подкурганных и фоновых черноземов разного гранулометрического состава. Исследовали подкурганные черноземы, погребенные 1.2, 1.8 и 4 тыс. л. н., и их современные пастищные аналоги Челябинской, Воронежской и Самарской областей. Получены 12 радиоуглеродных дат, в том числе 7 методом ускорительной массспектрометрии. Убыль $C_{опр}$ слоя 0–10 см тяжелых по текстуре палеопочв по сравнению с фоном достигает 47% после погребения 1.2 тыс. л. н., 58% – 1.8 тыс. л. н., 62% – 4 тыс. л. н., для легких палеопочв возрастом 4 тыс. л. н. – 24–40%. Значения БД и $C_{мик}$ слоя 0–10 см современных тяжелых по текстуре почв в 4 раза больше, чем легких разностей, в разновозрастных палеопочвах – в 5–7 раз меньше фона, с глубиной эти различия нивелируются. Уменьшение величин $C_{опр}$, БД и $C_{мик}$ палеопочв происходит из-за процессов минерализации $C_{опр}$ в отсутствии поступления растительных остатков, недостатка кислорода и питательных элементов. В погребенных почвах ослабляется стратификация распределения $C_{опр}$ и $C_{мик}$ при движении вглубь профиля (содержание $C_{опр}$ слоя 0–10 см от каждого нижележащего). Величины $C_{мик}$ и БД слоя 0–20 см современных тяжелосуглинистых почв составляют 70% от суммы слоя 0–50 см, в легких разностях и палеопочвах – 50–60%. $C_{опр}$ максимально насыщено микробным углеродом на глубине 0–10 см фоновых тяжелосуглинистых почв – 1.6–2.9, остальных – 0.3–1.1. Отношение БД/ $C_{мик}$ близко в современных и древних почвах, наибольшие величины, свидетельствующие о недостатке доступного $C_{опр}$ микробам, отмечены у супесчаных черноземов. На это указывает и то, что палеопочвы, погребенные 1.2, 1.8 и ~4 тыс. л. н., сопоставимы по величинам $C_{мик}$ и БД до глубины 60 см, вне зависимости от текстуры, кроме супесчаного чернозема. Для слоя 0–10 см коэффициенты вариации в разных объектах составляли: для $C_{опр}$ 9–15%, БД – 8–19%, $C_{мик}$ – 13–31%, вниз по профилю почв они немного возрастили. Во всех изученных почвах отмечена существенная корреляция между микробиологическими показателями и $C_{опр}$ $r = 0.54–0.97$.

Ключевые слова: базальное дыхание, подкурганные палеопочвы

DOI: 10.31857/S0032180X24120126, **EDN:** JCOSCW

ВВЕДЕНИЕ

Увеличение количества парниковых газов в атмосфере за последние десятилетия может привести к глобальному изменению климата и среды обитания людей [12, 40, 61, 67, 73]. Отчет Всемирной метеорологической организации показывает, что в 2021 г. концентрация CO_2 в атмосфере значительно возросла и достигла 149% от доиндустриального уровня [46]. Проведена количественная оценка величин эмиссии CO_2 (EM_{CO_2}) почв России, но для многих регионов она не выяснена [12, 14, 34]. Этот пробел восполнят 15 карбоновых полигонов, созданных в 2022 г. для разработки системы мониторинга эмиссии парниковых газов и углеродного цикла в разных климатических зонах Российской Федерации.

Исследованиями источников и стоков парниковых газов установлена их связь с микробиологической активностью [50, 62, 69]. Круглогодичные измерения EM_{CO_2} в течение 21 года в Подмосковье выявили динамику, закономерности и наличие в зимний период в размере ~40% от ее годовой величины [14]. Скорость EM_{CO_2} определяется многими факторами: климатом, рельефом, типом почв, их свойствами, видом землепользования, микробиотой и др. [12, 15, 27, 36, 60]. Отмечено, что величина $C_{\text{мик}}$ и интенсивность EM_{CO_2} зависят от позиций почв в катене [11, 29]. Скорость EM_{CO_2} , определенная в поле в течение нескольких вегетационных сезонов, была близка в разных биоценозах дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного 4–33 и 4–24 г $\text{C}-\text{CO}_2 \text{ m}^2/\text{сут}$ соответственно. Временная динамика EM_{CO_2} в подтайге определялась преимущественно температурой, в лесостепи – температурой и влажностью [3].

Анализ и установление закономерностей динамики содержания и состава $C_{\text{опрг}}$ и микробоценозов важны для расширения знаний о экосистемных функциях почв и их регулирования в условиях меняющегося климата [15, 17, 36, 42, 44, 47, 50, 52, 60, 64]. Выполнен обзор биотических и абиотических факторов, которые влияют на секвестрирование $C_{\text{опрг}}$ [28, 35, 43, 57–59, 71]. Количество и качественный состав $C_{\text{опрг}}$ и $C_{\text{мик}}$ и их динамика в зависимости от смены землепользования в большей степени изучены в почвах южной тайги [15, 19, 27, 39, 42, 52, 56, 63], в меньшей – в степной зоне [2, 10, 19, 24–26, 58, 60, 68]. Выявлено варьирование содержания $C_{\text{опрг}}$ и углерода карбонатов агрочерноземов Белгородской области [31]. В трех типах постагрогенных почв из среднеумеренной и субтропической зон после 23 лет естественного восстановления зафиксировано, что увеличение общего пула $C_{\text{опрг}}$ в трех почвах происходило приблизительно с равной скоростью, преимущественно за счет накопления грубоисперсной фракции $C_{\text{опрг}}$; в почвах умеренного пояса также шло восстановление физико-биохимически защищенного $C_{\text{опрг}}$ [70].

Проведены исследования биологической активности палеопочв. Изучена скорость эмиссии парниковых газов в поле с поверхности почв и из разных глубин в профиле современных и древней почв возрастом 4000 лет Южного Зауралья на территории заповедника Аркаим. Продуцирование CO_2 древней почвой на порядок меньше современного аналога [10]. Аналогичный вывод получен для разновозрастных (1–4 тыс. л. н.) подкурганных каштановых почв Нижнего Поволжья [8]. Из палеопочв естественной влажности, погребенных насыпями курганов в период аридизации климата, EM_{CO_2} был понижен, а в климатический оптимум – повышен по сравнению с современными аналогами нижневолжских степей [7]. Найдена значительная скорость EM_{CO_2} из культурных торфообразных средневековых слоев Великого Новгорода, в результате большого запаса CO_2 , адсорбированного на поверхности органогенного материала, и дегазации из почвенно-грунтового раствора [30].

В подкурганных почвах радиоуглеродного возраста 1–4 тыс. л. н. зарегистрировано наличие бактерий и микробиогрибов с помощью люминесцентной и электронной микроскопии, применения фосфолипидов, определения ^{14}C возраста древней $C_{\text{мик}}$, метода посева и учета колониеобразующих единиц бактерий и грибов на селективных питательных средах [32, 41, 48, 49, 53]. Выявлено, что данные микробные маркеры изменяются по-разному в зависимости от степени увлажненности и термического режима в период погребения почв, что позволяет с определенной долей вероятности судить о экологической обстановке разных периодов голоцен. Оценена структура микробиомов древних и современных почв с помощью анализа микробной ДНК [45].

Цель работы – определение величин БД, $C_{\text{опрг}}$, $C_{\text{мик}}$ разновозрастных подкурганных почв, погребенных 1.2–4 тыс. л. н., и современных пастбищных черноземов обыкновенных разного гранулометрического состава в разных регионах, что важно для разработки способов уменьшения декарбонизации в условиях меняющегося климата.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Местоположение некрополей и характеристика почв. Изучены палеочерноземы, погребенные под курганами, и сопредельные современные аналоги шести объектов трех административных областей (рис. 1).

В некрополе Мандесарка 6, исследовали два кургана, расположенных на водоразделе близ с. Полоцкого, Кизильского района, Челябинской области, в предгорном степном Зауралье. Курганы археологически датируются рубежом 2 и 3 вв. н. э., созданы сообществом поздних сармат [20]. Харак-

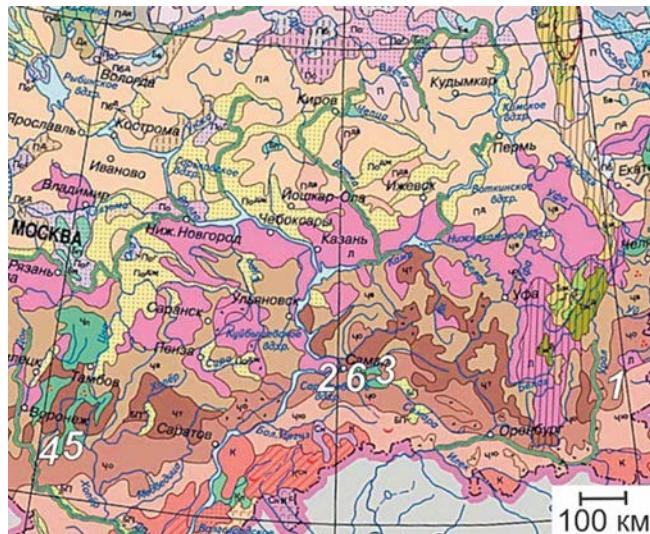


Рис. 1. Расположения объектов исследования на почвенной карте РФ масштаба 1 : 15 млн, <https://soil-db.ru/soilatlas/razdel-3-pochvy-rossiyskoy-federacii/pochvennaya-karta>: 1 – Мандесарка 6, Челябинская область; Самарская область; 2 – Малая Рязань I, 3 – Верхнесызжее I, 6 – Красносамарское IV; Воронежская область; 4 – Новая Чигла, 5 – Власовка I.

теристика курганов и климатические параметры объектов приведены в табл. 1.

Курганно-грунтовый могильник Малая Рязань I находится в заповеднике “Самарская Лука” Ставропольском районе Самарской области, на второй террасе р. Волги. Грунтовая насыпь кургана высотой 45 см, поверх нее уложены большие камни, высотой 20–40 см, укрытые древней почвой. Внизу

профиля встречается слоистый плитняк – подстилающая порода (рис. 2).

В могильнике Красносамарский IV изучено два срубных кургана в Кинельском районе Самарской области на второй террасе р. Самара.

В некрополе Верхнесызжее I изучена палеопочва, погребенная под вторым курганом в Нефтегорском районе Самарской области на первой надпойменной террасе р. Сызгая (бассейна р. Самара) в пределах Сыртовой равнины. Он создан в эпоху бронзы племенами срубной культуры.

Во Власовском могильнике I исследован курган 20 катакомбного времени на водораздельном плато, он примыкает к пойме р. Баклуши Грибановского района, Воронежской области в пределах Окско-Донской равнины Центрального Черноземья.

В Новочигольском могильнике изучены два кургана катакомбной культуры [6]. Он расположен в Таловском районе, Воронежской области, на Окско-Донской равнине на водоразделе вблизи р. Чигла (бассейна р. Дон).

Объект Мандесарка 6 Челябинской области локализуется в северной части степной зоны, остальные – в лесостепной зоне вблизи границы со степными ареалами. Насыпи курганов были высотой 0.7–2 м и диаметром 14–36 м, что позволяет законсервировать подкурганную почву. Они сложены темно-серым материалом древнего гумусового слоя с редким включением коричневого грунта выкида из погребальной ямы.

Почвенный профиль под насыпью всех курганов хорошо сохранился, срезка слоев отсутствует. Об этом свидетельствует морфология палеопочв и

Таблица 1. Характеристика объектов исследования и экологические условия

Некрополь, размер кургана, время создания кургана (К) лет назад, область	Координаты	Средняя температура, °C			Среднегодовые осадки, мм
		января	июля	годовая	
Мандесарка 6, К 2 и 4, d 14 и 20 × 14 м, h 0.4 и 0.65 м, 1800. Челябинская	52°44'40.1" N, 59°46'71.2" E	-17.4	+19	1–3	415
Новая Чигла, К 24, d 25 м, h 2 м, 4300 ^{14}C Воронежская	51.224545 N, 40.475221 E	-6.8	+20.7	6.7	510
Малая Рязань I, К 1, d 20 м, h 0.7 м, 1200, Самарская	53.229136 N, 49.339858 E	-10...-12	+20–21	4.5–4.8	566–610
Верхнесызжее I, К 2, d 15 м, h 0.9 м, 3800 ^{14}C	52°45'01.8" N, 51°13'55.4" E	-12.2	+20.8	4.6	567
Красносамарский IV, К 1 и 3 К, d 15 и 14 м, h 0.7 и 0.9 м, 3600 ^{14}C Самарская	53.0212.0 N, 50.50.33.7 E	-13.8	+21	4.0	530
Власовка I, К 20, d 36, h 1.7 м, 4300 ^{14}C Воронежская	51.395360 N, 41.734444 E	-9.9	+20	5.3	580

Примечание. d – диаметр, h – высота.

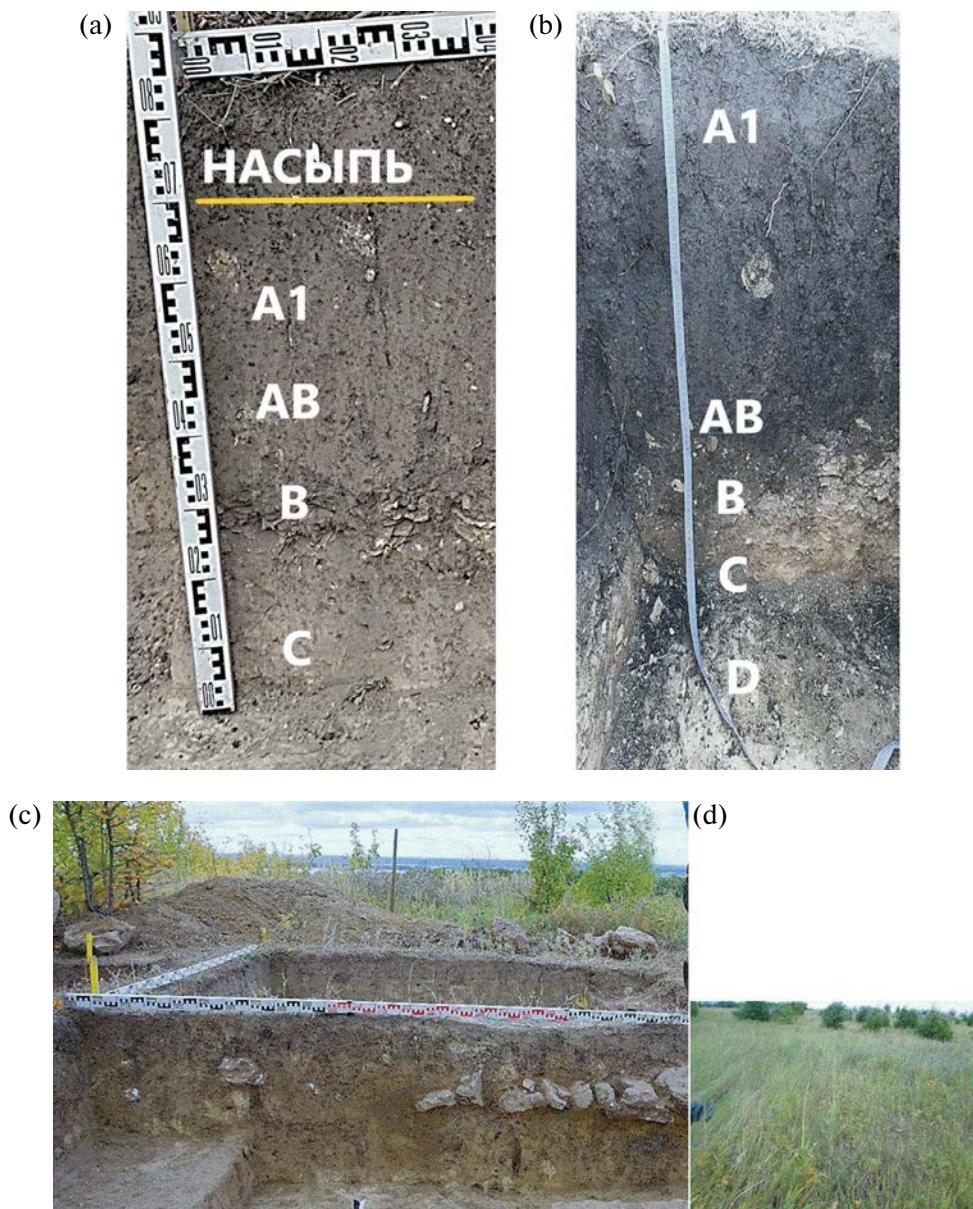


Рис. 2. Малая Рязань I, Самарская область: (а) – палеопочва, 8 в. н. э., (б) – фон, (в) – раскопки кургана, (г) – фото биоценозов, типичных для изученных участков.

мощность профиля подкурганных почв, в основном близкая к современным поверхностным аналогам, и большая насыщенность поверхностного слоя палеопочв пыльцой и спорами, судя по палинологическому анализу.

На основании мощности горизонтов, глубины залегания карбонатов и количества C_{org} черноземы отнесены к обычновенным, в трех объектах они тяжелосуглинистые, у остальных трех – средне- и легкосуглинистые и супесчаный. Горизонт A1 почв разных объектов имеет мощность 20–50 см, нижняя граница горизонта AB залегает на глубине 40–60 см. Мощность горизонта A1 и AB современной

почвы каждого объекта в основном немногим больше, чем в палеопочве, так как поверхностная почва продолжала развиваться, после сооружения курганов (рис. 1S). Максимальное различие отмечается в объекте Власовка I Воронежской области, возможно, из-за супесчаного гранулометрического состава за 4000 лет сформировался более мощный гумусовый профиль (рис. 2S). Почвы вблизи курганов распахивались до 1990-х годов, кроме объекта Мандесарка 6, сейчас – это слабо используемые пастбища с разнообразным травостоем.

Вскипание от НС1 начинается в нижней части горизонта A1 или ABса (табл. 2). В палеопочвах

Таблица 2. Характеристика современных и погребенных черноземов

Объект, область, гранулометрический состав	Почва, возраст, тыс. л. н.	Горизонт, см		Вскипание от HCl	Содержание в слое 0–10 см, %	
		A1	A1+AB		<0.01 мм	<0.001 мм
Мандесарка 6, Челябинская, тяжелоосуглинистый	Фон	0–25	25–40	20	38–49*	21–34
	Палеопочва, 1.7–1.8	0–20	20–40	0***	37–61	31–34
Малая Рязань I, Самарская, тяжелосуглинистый	Фон	0–22	22–50	40	58; 59**	22
		0–40	40–50	50		
Верхнесьезжее I Самарская, среднесуглинистый	Палеопочва, 1.2	0–35	35–45	35	59	17
		0–30	30–50	0		
Красносамарский IV, Самарская, легкосуглинистый	Фон	0–30	30–50	30	29; 35	19; 19
	Палеопочва, 3.8 ^{14}C 2δ	0–30	30–50	0; 10	35	23
Власовка, Воронежская, супесь	Фон	0–35	35–50	20	25	18
	Палеопочва, 3.6 ^{14}C 2δ	0–40	40–60	20; 40	17; 19	10; 12
Новая Чигла, Воронежская, тяжелоосуглинистый	Фон	0–50	50–95	80		
		0–60	60–95	42; 60		
	Палеопочва, 4.3 ^{14}C 2δ	0–24	24–45	45		
		0–28	28–53	55	35–51	20–33
	Фон	0–33	33–53	40		
	Палеопочва, 4.5 ^{14}C 2δ	0–20	20–37	19	53	31

*n > 2, **n = 2.

*** Почва вскипает от HCl с поверхности.

объекта Мандесарка 6 вскипание отмечалось с поверхности в результате миграции карбонатов из насыпи. На участках Малая Рязань I и Верхнесьезжее I установлено спорадическое вскипание палеопочв с поверхности. Почвы до глубины 60 см или не содержат карбонатов, или их немного, что не препятствует определению микробной биомассы. Почвообразующими породами служат покровные карбонатные лёссовидные отложения.

Отбирали пробы из насыпи, современной и древней почв в 2–3 разрезах каждой почвы из слоя 0–1 м каждые 10 см, 1.0–2 м – каждые 20 см. Также брали две пробы слоя 0–10 см. В объекте Власовка I изучали по одному разрезу палеопочвы и фона.

Методы. Содержание $\text{C}_{\text{опр}}$ находили методом Тюрина; CO_2 карбонатов – ацидиметрически, гранулометрический состав почв – пирофосфатным методом в ЦКП ИФХиБПП РАН. Почву естественной

влажности для $\text{C}_{\text{мик}}$ и БД привозили с поля в сумке-холодильнике, просеивали через сито 2 мм, удаляли корни. Навеску 10 г в трехкратной повторности увлажняли до 70–75% ППВ, инкубировали 7 сут при 22°C во флаконе 100 мл. Затем проветривали, закрывали, помещали в термостат при 22°C, через 2 и 4 сут определяли базальное дыхание (БД) на газовом хроматографе, в этих же пробах выявляли $\text{C}_{\text{мик}}$ методом субстрат индуцированного дыхания (СИД) с добавлением глюкозы 1 мг/г почвы [55]. Скорость БД исследовали на газовом хроматографе. Использовали формулу: $\text{C}_{\text{мик}} = 40.04 V_{\text{SID}} + 0.37$, где V_{SID} – скорость СИД [37].

Оценивали стратификационные индексы: отношение $\text{C}_{\text{опр}}$ слоя 0–10 см к каждому нижележащему десятисантиметровому слою до 60 см. Вычисляли экофизиологические отношения: $\text{C}_{\text{мик}} : \text{C}_{\text{опр}}$; $\text{БД} : \text{C}_{\text{мик}}$; $\text{БД} : \text{C}_{\text{опр}}$ [3, 15] и микробный метаболи-

ческий коэффициент $q\text{CO}_2 = \text{БД} : \text{C}_{\text{мик}}$, мг С— CO_2 ч/мг $\text{C}_{\text{мик}}$ [34]. Получали радиоуглеродные даты, из них семь методом ускорительной масс-спектрометрии (УМС), кроме некрополей М. Рязань I и Мандесарка 6. Анализы проводили в радиоуглеродных лабораториях: ИМКЭС СО РАН, Томск; ИГРАН, Москва; ИГОС НАНУ, Киев и NTUAMS, Тайвань. Статистический анализ результатов выполняли с использованием программы Statistica 6.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Радиоуглеродное датирование сооружения курганов. Самые древние раннекатаомбные курганы объектов Н. Чигла и Власовка I, Воронежской области созданы 3.9 (некалибранные даты) или

4.57–4.25 тыс. л. н. (2δ , калибранные) (табл. 3). Срубный курган 2 у д. В. Съезжее I на основании трех УМС данных датируется 3.6–3.5 (некал.) или 3.9–3.7 (кал. 2δ) тыс. л. н. Для двух срубных курганов объекта Красносамарский IV получены четыре ^{14}C УМС даты, три из которых близки 3.4–3.3 (некал.) или 3.6 ± 0.2 (кал. 2δ) тыс. л. н.

Позднесарматские курганы некрополя Мандесарка 6, Челябинской области сооружены во II–III вв. н. э. согласно археологической атрибуции находок [20]. Некрополь М. Рязань I Самарской области, согласного погребальному обряду и материальным находкам, датируется второй половиной VIII в. н. э., относится к новинковскому культурному типу, группе редких раннеболгарских памятников, носители этой культуры в X в. создали государство Волжская

Таблица 3. Радиоуглеродное датирование сооружения курганов

Объект, археологическая культура, курган (К), погребение (П)	Лабораторный номер, датированный материал	Некалибранный ^{14}C возраст, BP*	Калибранный ^{14}C возраст, BP, вероятность**	
			1δ , 68.2%	2δ , 95.4%
Н. Чигла-2013, П раннекатаомбная, К1, П 8	Ki-18124 кости людей	3860 ± 50	4280 ± 125	4255 ± 160
	ИМКЭС14С-1833 кости людей	3890 ± 150	4305 ± 215 ,	4360 ± 470 ,
Н. Чигла-2019, среднекатаомбная, К 24, П 1 Власовка I, К 24, П 1	ИМКЭС14С-1727 дерево	4030 ± 60	$4520-4090$	$4225-3890$
	5805 IGAN уголь	3900 ± 90	4500 ± 70	4570 ± 200
раннекатаомбная			$4570-4430$	$4770-4370$
			4330 ± 120	4320 ± 260
			$4450-4190$	$4570-4060$
Верхнесьезжее, срубная К 2, П 5	NTUAMS-8695 кости людей	3615 ± 77	3955 ± 120	3920 ± 225
К 2, П 2	NTUAMS-8696 кости людей	3471 ± 75	$4080-3835$	$4149-3700$
			3740 ± 100	3740 ± 225
K2, П 4	NTUAMS-8697 кости людей	3505 ± 75	$3840-3640$	$3964-3514$
			3765 ± 120	3776 ± 205
			$3880-3650$	$3980-3572$
Красносамарский IV срубная, К 1, П 10	NTUAMS-8701 кости людей	3390 ± 70	3600 ± 100	3645 ± 190
К 1, П 18	NTUAMS-8699 кости людей	3350 ± 70	$3700-3500$	$3835-3455$
			3570 ± 110	3616 ± 210
K 3, П 4	NTUAMS-8700 кости людей	3340 ± 70	$3690-3480$	$3825-3410$
			3585 ± 100	3610 ± 210
K 3, П 22	NTUAMS-8698 кости людей	3510 ± 70	$3685-3465$	$3820-3400$
			3790 ± 95	3780 ± 200
			$3880-3690$	$3980-3580$

* Тысяч лет назад.

** Откалиброваны в соответствии с кривой IntCal 20 для Северного полушария [65], в OxCalversion 4.4.4 [66].

Болгария [18]. Ранее были получены хронологические рамки VII–VIII вв. н. э. для этого памятника, в том числе по находкам монет [5].

Содержание и стратификационные отношения $C_{\text{опт}}$. Максимальное содержание $C_{\text{опт}}$ свойственно

слою 0–10 см современных тяжело- и среднесуглинистых черноземов 3.6–4.6% (рис. 3). Чем древнее погребенная почва, тем больше она отличается от современных аналогов по накоплению $C_{\text{опт}}$; различия существенное в тяжелых по гранулометрическому составу почвах по сравнению с легкими.

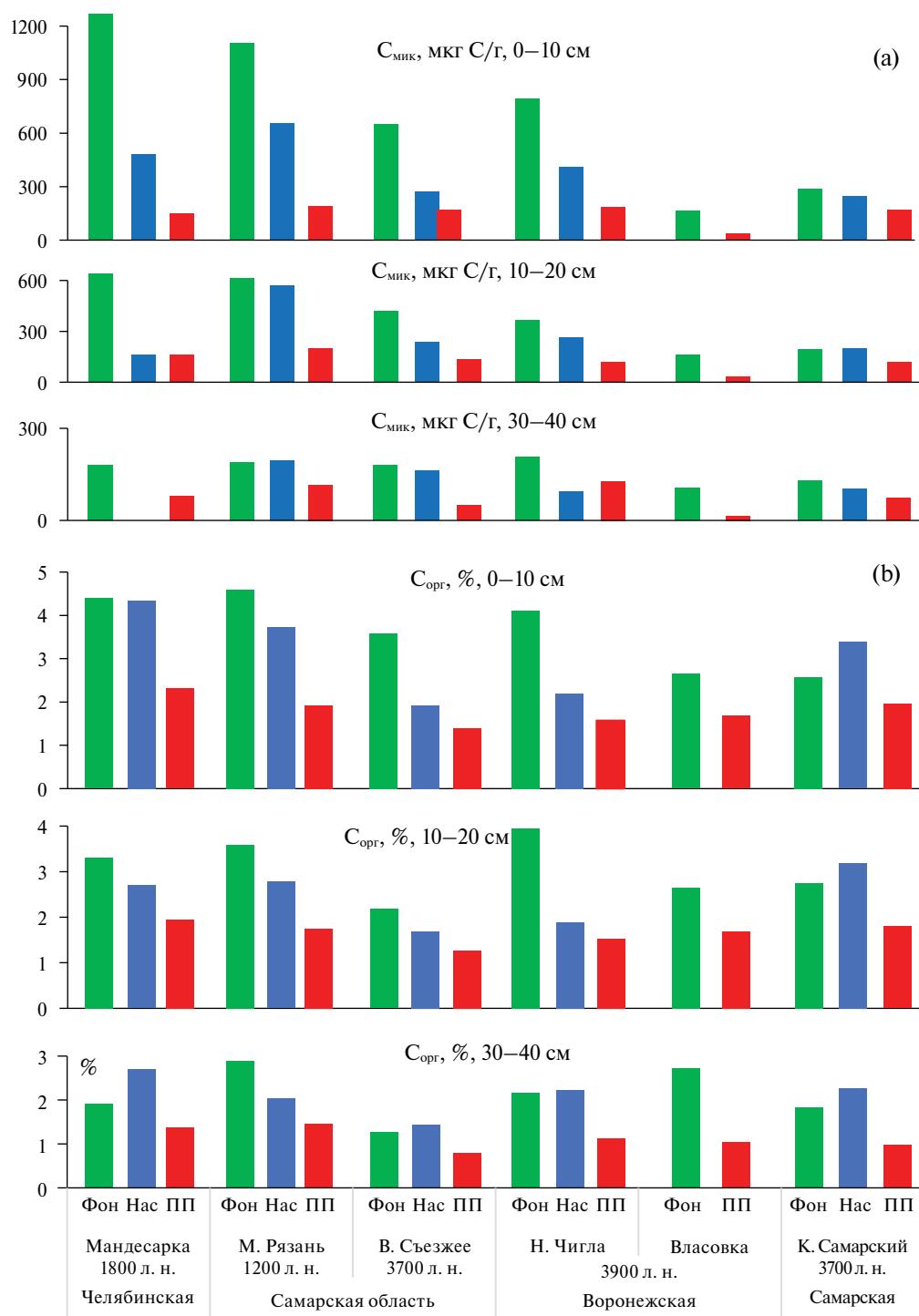


Рис. 3. Величина микробной биомассы (а) и $C_{\text{опт}}$ (б) современной (Фон), древней (ПП) почв и насыпи (Нас).

Убыль C_{opr} слоя 0–10 см тяжелых по гранулометрическому составу почв возрастом 1.2 тыс. л. достигает 47 отн. %, 1.8 тыс. л. – 58%, ~4 тыс. л. – 62%, для легких почв возрастом ~4 тыс. л. – 24–40%.

Градиент уменьшения содержания C_{opr} с глубиной неодинаков: он убывает значительнее в тяжелых по гранулометрическому составу почвах, чем в более легких, и в современных быстрее, чем в древних аналогах (рис. 4). На глубине 40–50 см фоновых почв концентрируется 0.9–2.9% C_{opr} , в древних почвах – 0.6–1%.

Базальное дыхание CO_2 изученных почв. Выявлены высокая скорость БД от 0.8 ± 0.3 до 1.4 ± 0.3 $\text{C}-\text{CO}_2$ мкг/(г ч) слоя 0–10 см тяжелосуглинистых почв пастбищ четырех объектов (рис. 5).

БД в 2–5 раз меньше в более легких разностях и в 5–9 раз меньше в разновозрастных палеопочвах разного гранулометрического состава. Величины БД резко уменьшаются в слоях 10–20 и 20–30 см тяжелых современных почв, на глубине 30–40 и 40–50 см снижение БД замедляется. В современных легких черноземах и разновозрастных палеопочвах любого гранулометрического состава уменьшение величин БД по профилю происходит постепенно. В нижних слоях все изученные современные и древние черноземы мало отличаются по величине БД. Для скорости БД разница между глубинами 0–10 и 40–50 см составляет в тяжелых современных почвах 6–8 раз, в легких – 3–5 раз, в палеопочвах – 1.3–3 раза. В палеопочвах в

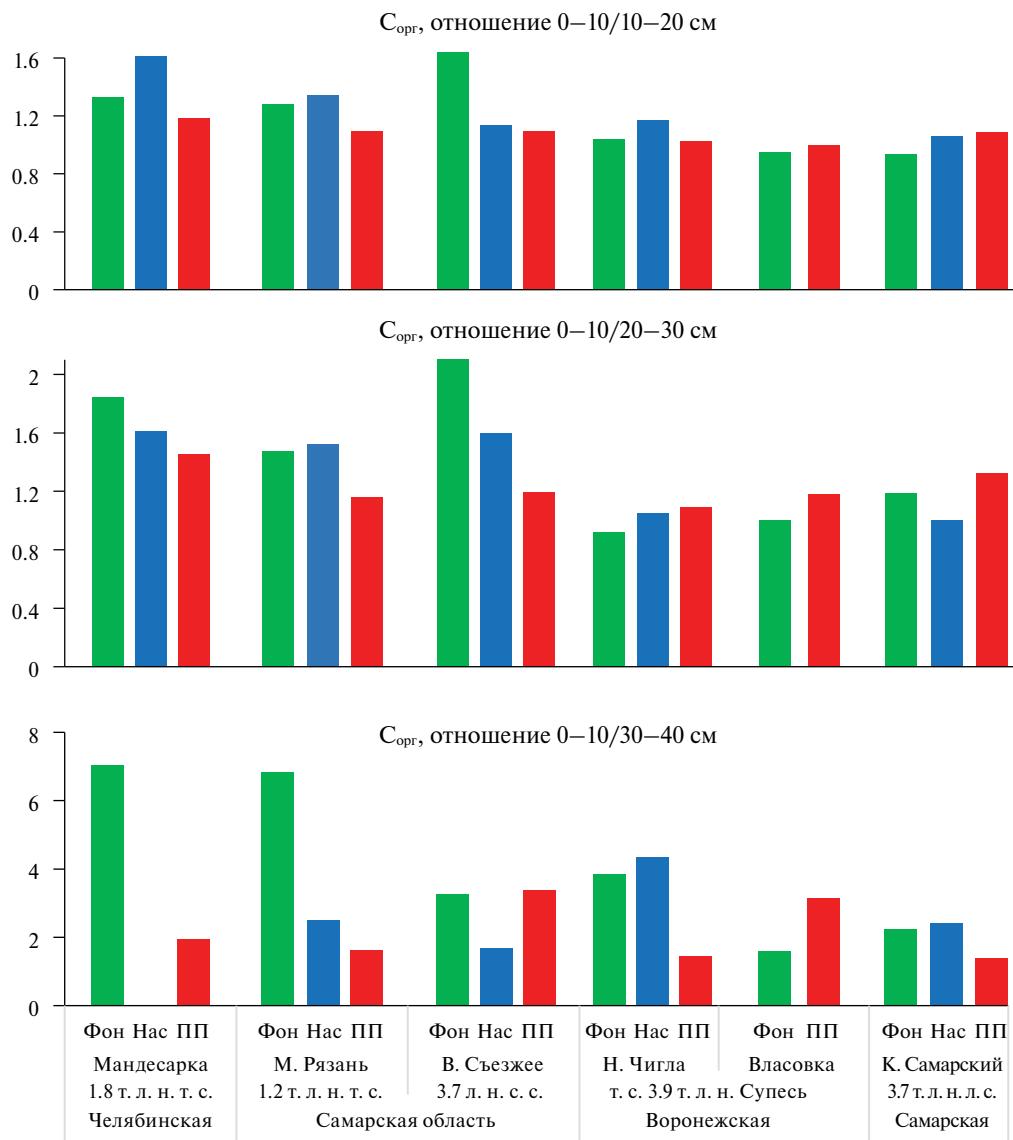


Рис. 4. Стратификационные отношения – содержание C_{opr} слоя 0–10/10–20; 0–10/20–30 см и т.д. Гранулометрический состав почв: т. с. – тяжело-, с. с. – средне- и л. с. – легкосуглинистый.

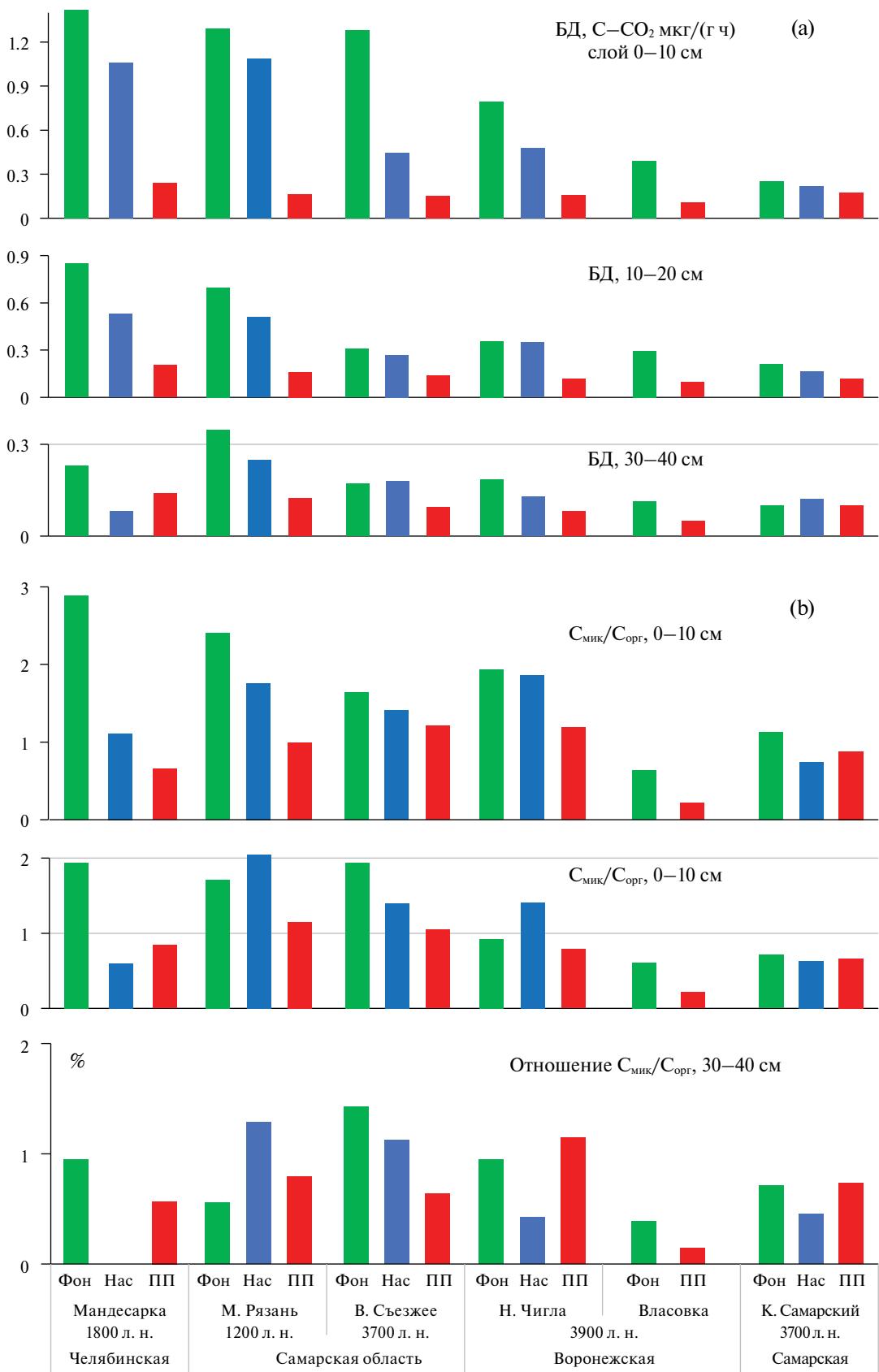


Рис. 5. Базальное дыхание (БД) (а) и отношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{опр}}$ (б) по профилю почв. Условные обозначения в рис. 3.

зависимости от возраста (1–4 тыс. л.) и гранулометрического состава почти нет различий скорости БД, отмечается небольшое ее уменьшение вниз по профилю. Только в супесчаной палеопочве возрастом 4 тыс. л. величина БД несколько меньше, чем в других подкурганных почвах.

Микробная биомасса. $C_{\text{мик}}$ быстро реагирует на все изменения, происходящие в экосистеме. Наиболее существенно эффект внесения глюкозы на СИД и $C_{\text{мик}}$ проявляется на глубине 0–10 см пастбищных тяжелых по гранулометрическому составу черноземов ($580 \pm 180 \dots 1300 \pm 240$ мкг С/г), и значительно снижается в более легких аналогах ($180 \pm 40 \dots 290 \pm 60$ мг С/г), палеопочвах ($150 \pm 23 \dots 190 \pm 26$ мг С/г) и вниз по профилю. Ранее отмечена прямая корреляционная связь между $C_{\text{мик}}$ и илисткой фракцией серой лесной почвы [69].

В современных почвах на глубине 10–20 и 20–30 см величина $C_{\text{мик}}$ снижается значительно, в палеопочвах – меньше, на глубине 40–50 см различие по величине $C_{\text{мик}}$ между всеми изученными почвами невелико.

В разновозрастных палеопочвах по содержанию $C_{\text{мик}}$ мало различий между пробами разного возраста (1–4 тыс. л.) и разного гранулометрического состава: 150–190 мг С/г в слое 0–10 см, уменьшаются в 2–3 раза в слое 40–50 см, в фоне – 5–10 раз, кроме супесчаной почвы.

На глубине 0–20 см современных тяжелых по гранулометрическому составу черноземов сосредоточено 62–80% $C_{\text{мик}}$ от ее количества слоя 0–50 см, в более легких их разностях – 50%, в разновозрастных палеопочвах вне зависимости от гранулометрического состава – 47–67%. Следовательно, в слое 0–20 см $C_{\text{мик}}$ накапливается в большей степени в современных тяжелых почвах, чем в более легких и древних аналогах.

Отношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{опр}}$ слоя 0–10 см изученных тяжело- и среднесуглинистых почв пастбищ колеблется в пределах 1.6–2.9, в более легких почвах – 0.6–1.1, с глубиной оно постепенно уменьшается. В палеопочвах насыщенность $C_{\text{опр}}$ пулом $C_{\text{мик}}$ составляет 0.3–1.2, и мало изменяется от длительности погребения, гранулометрического состава и глубины залегания. Исключение составляют супесчаные почвы с минимальной долей $C_{\text{мик}}$ в $C_{\text{опр}}$. Отношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{опр}}$ является важным экологическим индексом почв и характеризует состояние и разнообразие микробоценоза и степень его зрелости [3, 69].

Микробный метаболический коэффициент qCO_2 ($BD/C_{\text{мик}}$ – удельное микробное дыхание) используется для оценки экофизиологического состояния микробиома. Полученные данные показали, что величина qCO_2 слоя 0–10 см тяжелосуглинистых пастбищных и подкурганных черноземов составляет 1.0–2.4 мкг и 0.9–1.4 С–CO₂/(мг $C_{\text{мик}}$ ч)

соответственно, в супесчаной древней и фоновой почвах слоя 0–10 см qCO_2 был немного выше. Вниз по профилю значение qCO_2 или близко к слою 0–10 см или немного больше.

Насыпи курганов в основном слагались гумусовым материалом древних почв. В них параметры всех изученных свойств немного меньше, чем в сопряженных современных аналогах. Это объясняется меньшим количеством влаги, попадающей в насыпи и более скучной растительностью, так как вода скатывается с ее наклонной поверхности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Радиоуглеродное датирование сооружения курганов. Приведем ¹⁴C данные, имеющиеся в литературе для памятников изученных археологических культур. Катаомбная Доно-Донецкая культура Воронежской области функционировала в период 5800–3400 (2σ) л. н., что выявлено на основании обобщения 76 радиоуглеродных дат 19 памятников [33]. Для хронологии срубной общности Приуралья на основании 22 анализов, из них 8 – УМС дат, найден интервал 3900–3300, 2σ л. н. [22]. Суммирование данных позволило установить раннесрубную fazу (31 дата, включая 9 УМС) в интервале 4150–3300, 2σ л. н., по УМС датам – 4020–3680 л. н. для территории между реками Волга и Урал [33]. При этом выделено три этапа развития срубной общности: 1 этап 3.9 тыс. л. н., 2 (покровский) этап – 3.8–3.7, 3 этап – 3.6–3.5 тыс. л. н., калибранные 1σ [54]. Суммирование некалиброванных ¹⁴C дат для степного Поволжья выявило, что период раннесрубных памятников укладывается с 3580 до 3440 л. н., срубных – с 3400 до 3280 л. н. [13, 23].

Сооружение позднесарматских курганов некрополя Мандесарка 6, Челябинской области происходило во II–III вв. н. э. согласно археологической атрибуции находок [20]. Время сооружения некрополя Мандесарка 6 совпадает с хронологическими рамками памятников этого сообщества южноуральского региона [21].

Полученные радиоуглеродные данные хорошо вписываются в рамки общей хронологии катакомбной, срубной и сарматской общинностей.

Биологическая активность почв. На фоновых почвах хорошо развит злаково-разнотравный покров, их можно приблизить к залежам. Они имеют большие величины $C_{\text{опр}}$, БД и $C_{\text{мик}}$. Эти параметры зависят от трансформируемого пула $C_{\text{опр}}$. Отмечено, что в целинных черноземах его в 4 раза больше по сравнению с незанятым паром и в 3 раза выше, чем в агрогенных аналогах [3]. В его составе много активного и умеренного по скорости минерализации $C_{\text{опр}}$, который содержится в легкой фракции с плотностью ≤ 1.8 г/см³ и илистых частицах размером 1–2 мкм [24, 28]. Активное $C_{\text{опр}}$ – это потенциально

минерализуемый пул с длительностью существования до 10 лет, он обеспечивает питание микробов и растений, поток парниковых газов. Его содержание слоя 0–20 см залежных черноземов составляет 100–200 мг/100 г или 2–4.5% $C_{\text{опр}}$, в чистом пару – 40 мг/100 г или 1.6% $C_{\text{опр}}$, это определено инкубационным опытом в течение 150 сут [28].

В целинных черноземах также образуется агрегированное устойчивое $C_{\text{опр}}$ и адсорбируется на глинистых минералах. Оно характеризуется наличием алифатических фрагментов с большой долей длинноцепочечных алкилов, максимальным вкладом полипептидов и содержанием ароматических фрагментов лигнинового происхождения до 20% [4]. В верхнем горизонте почв преобладает быстрообращаемый углерод со средним временем существования 320 лет, в глубоких горизонтах – 2560 лет [44].

В подкурганных почвах уменьшение $C_{\text{опр}}$ обусловлено отсутствием свежего растительного материала. Известно, что в гумусовом горизонте погребенных почв через 1000 лет сохраняется ~50% $C_{\text{опр}}$, 2000 лет – 45%, 4000 лет – 40% его первоначального количества [9]. При погребении почв усиливается разложение $C_{\text{опр}}$ разной устойчивости, в том числе наиболее стабильного из тонких фракций. Отмечено, что поступление C4 (молодого) углерода способствовало стабилизации C3 (старого) $C_{\text{опр}}$ почв. Это выявлено инкубационным годовым опытом с агросерой почвой при внесении остатков кукурузы (C4 растение) и естественного обогащения стабильным изотопом $\delta^{13}\text{C}$ при смене C3–C4 растительности [16]. Сохранению легкотрансформируемого $C_{\text{опр}}$ способствуют процессы закрепления его макроформ, взвешенного и растворимого пулов, которые могут играть значимую роль, наряду с взаимодействием между биомолекулами с образованием гуминовых веществ [28].

В палеочерноземе возрастом 1750 лет установлена большая устойчивость $C_{\text{опр}}$ по сравнению с современным аналогом. Доля функциональных групп, т.е. структура $C_{\text{опр}}$ палеопочвы на разной глубине мало различалась, как выявлено с помощью ^{13}C ЯМР-спектроскопии [72]. Близость структурного строения $C_{\text{опр}}$ отмечена на разных глубинах камбисоли (Cambisols). С использованием двойной маркировки целлюлозы (^{14}C и ^{13}C) найдено, что в основном недостаток свежего легкоразлагаемого $C_{\text{опр}}$ глубоких горизонтов современных почв приводит к снижению биологической активности и способствует сохранению $C_{\text{опр}}$ [44]. В прочносвязанном $C_{\text{опр}}$ илистой фракции после 700 лет погребения почвы по сравнению с современным аналогом отмечается уменьшение алифатических групп и увеличение ароматических структур по данным методов инфракрасной спектроскопии и ^{13}C ЯМР-спектроскопии почв Нижнего Поволжья. В течение последующих 5100 лет в палеопочве

почти не происходит изменений в структуре прочносвязанного $C_{\text{опр}}$ ила [1].

В древних почвах сохраняется небольшое количество жизнеспособных микробов. Ранее в палеочерноземах с радиоуглеродным возрастом 1–4 тыс. л. разных регионов Евразии с помощью люминесцентного микроскопа обнаружены бактерии и их наноформы, микрогрибы и их гифы. В этих почвах микрогрибы доминировали над бактериями [64]. Также найдены бактерии разных трофических групп, разные формы микрогрибов в разновозрастных палеопочвах и культурных слоях древних поселений. Их сохранению в древних почвах способствуют адаптационные механизмы выживания в стрессовых условиях: переход бактерий в наноформы, формирование поверхностных капсул, анабиоз, образование спор грибов и др. [32, 41, 45, 48, 49, 53]. Полученные параметры $C_{\text{опр}}$, $C_{\text{мик}}$ и БД черноземов хорошо согласуются с данными других авторов [2, 3, 34, 51, 56, 60, 63, 68, 69].

Теоретически считается, что чем меньше величина отношения скорости дыхания микробного сообщества к $C_{\text{мик}}$, тем устойчивее экосистема. Следовательно, величина $q\text{CO}_2$ стабильных и старых экосистем должна быть меньше, чем нарушенных и молодых [38]. Таким образом, исследуемые почвы имеют небольшую величину $q\text{CO}_2$, и можно сказать об устойчивости их микробного сообщества. Близки к полученному заключению ранее установленные факты, что чем больше значение дыхательного коэффициента ($q\text{CO}_2$), тем в более стрессовых условиях находится микробная популяция [28]. Однако есть и противоположное мнение. Показано, что $q\text{CO}_2$ увеличивается с ростом длительности лесовосстановления на бывших агropочвах, так как последовательно повышается количество растительных остатков, доступных микроорганизмам [15].

Можно отметить, что в объекте В. Съезжее 1 слое 0–10 см современной почвы скорость БД близка к другим почвам тяжелого гранулометрического состава, однако микробная биомасса и отношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{опр}}$ – наименьшие; коэффициент $q\text{CO}_2$ – максимальный. Это указывает на существенную активность микробного сообщества этой почвы, интенсивное выделение CO_2 при быстрой обработке $C_{\text{опр}}$ приводит к некоторым его потерям. Ранее получены аналогичные данные [2, 11, 24]. Показано, что для чернозема типично-го и дерново-подзолистой почвы интенсивность эмиссии CO_2 увеличивалась к концу вегетации в 1.5–3 раза, а содержание $C_{\text{мик}}$ не менялось значительно [2]. Выявлено, что максимальное значение БД было свойственно почве аккумулятивного ландшафта, где $C_{\text{мик}}$ не было наибольшим среди почв катены Московской области [29].

Таким образом, в палеопочвах отмечается небольшая биологическая активность из-за недостатка энергетического материала, воды и кислорода для жизнедеятельности микробов. Под курганами основной запас лабильного $C_{\text{опр}}$ быстро минерализуется, а затем поддерживается на низком уровне. Об этом свидетельствуют небольшие различия величин БД и $C_{\text{мик}}$ в разных по гранулометрическому составу подкурганных почвах, погребенных 1.2, 1.8. и ~4 тыс. л. н., трех удаленных регионов. Ранее небольшие различия отмечались для БД 2.4–7 $C\text{--CO}_2$ мкг/(100 г ч) каштановых почв, погребенных под курганами от 700 до 4000 л. н. Нижнего Поволжья; $C_{\text{мик}}$ было на 1–2 порядка меньше в древних почвах относительно современных [8].

Статистический анализ результатов. Диапазон изменчивости характеристик $C_{\text{опр}}$, $C_{\text{мик}}$ и БД наибольший в слое 0–10 см, вниз по профилю он уменьшается. Для слоя 0–10 см коэффициенты вариации в разных объектах составляли: для $C_{\text{опр}}$ 9–15%, БД – 8–19%, $C_{\text{мик}}$ – 13–31%, вниз по профилю почвы они немного возрастали (табл. 4). Это объясняется большей неоднородностью распределения гумусированных участков слоя 10–50 см, в том числе из-за деятельности животных-землероев. Почти не отличались коэффициенты варьирования $C_{\text{опр}}$, БД и $C_{\text{мик}}$ в почвах разных гранулометрического состава и времени погребения. Ранее показано, что коэффициент варьирования содержания $C_{\text{опр}}$ составлял меньше 20% в курском агрочерноземе при изучении трех трансект длиной 240 м с точками опробования 10 м [31].

Во всех изученных палеопочвах и их современных аналогах наиболее существенные корреляционные связи установлены между микробиологическими показателями БД и $C_{\text{мик}}$; $C_{\text{опр}}$ и $C_{\text{мик}}$, $r = 0.57–0.97$ (табл. 5). Показатели БД менее тесно и положительно коррелировали с содержанием $C_{\text{опр}}$ почвы ($r = 0.54–0.90$). Не выявлено связи изученных компонентов с величиной среднегодовых осадков и температурой.

В объекте Мандесарка 6 Челябинской области степной зоны среднегодовая температура составляет 1–3°C, в других лесостепных памятниках – 4–6.7°C, количество осадков достигает 415 и 510–600 мм/год соответственно. На участке Мандесарка 6 испаряемость в 1.3 раза больше количества осадков, их величины сопоставимы в других объектах. Различия в параметрах $C_{\text{опр}}$, БД и $C_{\text{мик}}$ в зависимости от климатических показателей степной и лесостепной зон почти не проявляются. Это объясняется небольшими климатическими различиями объектов, а для степного участка Мандесарка 6 близостью к понижению рельефа, что создает условия более благоприятного микроклимата. Для подкурганных почв нужно отметить, что климат существенно не изменился в изученные палеопериоды по сравнению с современным,

как об этом свидетельствуют данные палинологического изучения образцов древних и фоновых почв объектов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определены величины $C_{\text{опр}}$, $C_{\text{мик}}$, БД до глубины 60 см пастбищных и сопредельных древних черноземов, погребенных под курганами средневековья (2–3 и 8 вв. н. э.) и эпохи бронзы (3.5–4 тыс. л. н.) слабоизученных регионов на границе лесостепной и степной зон Центрального Черноземья (Воронежская область), Среднего Поволжья (Самарская область) и Южного Зауралья (Челябинская область). Получены 12 ^{14}C дат, в том числе семь УМС.

На изученные показатели черноземов наибольшее влияние оказывал гранулометрический состав и глубина десятисантиметровых слоев в пределах 0–50 см, для древних почв эти связи менее выражены.

Величины $C_{\text{опр}}$, $C_{\text{мик}}$ и БД значительно различались между тяжелыми и легкими по гранулометрическому составу современными почвами, для палеопочв эта разница существенно ниже. Вклад $C_{\text{опр}}$, $C_{\text{мик}}$, БД на глубине 0–20 см составлял больше половины от их количества в слое 0–50 см современных тяжелосуглинистых почв. В более легких разностях и палеопочвах доля этих составляющих была приблизительно равна в слоях 0–20 и 20–50 см. Что указывает на более резкое их снижение по профилю современных почв и ослабление стратификации в древних аналогах.

Чем древнее погребенная почва и тяжелее ее гранулометрический состав, тем больше убыль $C_{\text{опр}}$ по сравнению с современным аналогом: в слое 0–10 см тяжелосуглинистых палеопочв с возрастом кургана 1.2 тыс. л. она достигает 47 относительных %, 1.8 тыс. л. – 58%, ~4 тыс. л. – 62%, в легких почвах возрастом ~4 тыс. л. – 24–40%; потери $C_{\text{опр}}$ палеопочв по сравнению с фоном уменьшаются вниз по профилю.

Уменьшение содержания $C_{\text{опр}}$ палеопочв индуцирует заметное сокращение пула $C_{\text{мик}}$ и дыхательной активности. Причем в пределах изученного хроноряда от средневековья до эпохи бронзы разного гранулометрического состава почв и разных черноземных регионов параметры $C_{\text{мик}}$ и БД палеопочв сопоставимы, при значительных их различиях в современных аналогах. Уменьшение БД и $C_{\text{мик}}$ определяется убылью легкоминерализуемой части $C_{\text{опр}}$, и происходит быстро при погребении почв, судя по данным кинетических экспериментов [16, 28], и потом на протяжении тысяч лет изменяется медленнее.

Насыщенность $C_{\text{опр}}$ пулом $C_{\text{мик}}$ слоя 0–10 см современных тяжелосуглинистых почв составляет 1.6–2.9, в более легких разностях и всех

Таблица 4. Статистические параметры C_{opr} , $C_{\text{мик}}$ и базального дыхания почв

Объект	Фон			Палеопочва		
	доверительные границы	стандартное отклонение	CV*	доверительные границы	стандартное отклонение	CV
$C_{\text{opr}}, \%, 0-10 \text{ см}$						
Мандесарка 6, т.с.	3.6–5.0	0.6	14	1.9–2.9	0.35	15
М. Рязань I, т.с.	3.7–4.8	0.6	13	1.8–2.1	0.16	8
Н. Чигла, т.с.	3.5–4.1	0.3	9	1.2–1.7	0.24	16
В. Съезжее, с.с.	3.1–3.8	0.4	13	1.0–1.6	0.30	20
Красносамарский IV, л.с.	2.8–3.1	0.3	15	1.9–2.0	0.10	7
Власовка I, супесь	2.5–2.9	0.2	9	1.7–2.0	0.20	12
10–20 см						
Мандесарка 6, т.с.	2.8–4.3	0.7	9	1.8–2.1	0.15	8
М. Рязань I, т.с.	3.6–4.5	0.6	16	1.7–1.8	0.08	6
Н.Чигла, т.с.	2.0–2.3	0.16	9	1.3–1.5	0.18	13
В. Съезжее, с.с.	2.2–3.1	0.5	18	1.1–1.5	0.21	16
Красносамарский IV, л.с.	2.6	—	—	1.7–1.9	0.12	7
Власовка I, супесь	2.7	—	—	1.7	-	
20–30 см						
Мандесарка 6, т.с.	2.2–2.5	0.2	6	1.5–1.8	0.11	7
М. Рязань I, т.с.	3.1–3.7	0.11	10	1.5–1.7	0.11	6
В.Чигла, т.с., $n = 3$	1.7–2.3	0.3	15	1.1–1.4	0.25	19
В. Съезжее, с.с.	1.6–1.8	0.2	12	1.0–1.3	0.12	11
Красносамарский IV, л.с.	2.2–2.7	0.35	14	1.0–1.3	0.21	14
Власовка I, супесь	2.7	—	—	1.4	-	-
30–40 см						
Мандесарка 6, т.с.	1.7–2.1	0.2	12	1.3–1.5	0.14	11
М. Рязань I, т.с.	2.7–2.9	0.2	7	1.4–1.5	0.1	7
В.Чигла, т.с.	1.4–1.1	0.3	17	1.0–1.1	0.11	11
В. Съезжее, с.с.	1.2–1.3	0.1	11	0.6–0.9	0.15	19
Красносамарский IV, л.с.	1.8	—	27	0.9–1.1	0.17	17
Власовка I, супесь	2.6	—	—	1.0	-	-
40–50 см						
Мандесарка 6, т.с.	1.6–1.9	0.16	9	1.2–1.3	0.06	5
М. Рязань I, т.с.	2.7–2.9	—	—	0.9–1.1	0.10	9
В.Чигла, т.с.	0.6–0.9	0.18	24	0.6–0.9	0.21	28
В.Съезжее I, с.с.	0.9–1.1	0.11	10	0.6–0.7	0.05	21
Красносамарский IV, л.с.	1.4	—	—	0.5–0.7	0.18	28
Власовка I, супесь	2.3	—	—	1.1	-	-

Продолжение табл. 4

Объект	Фон			Палеопочва		
	доверительные границы	стандартное отклонение	CV*	доверительные границы	стандартное отклонение	CV
$C_{\text{мик}}$, мкг С/г, 0–10 см						
Мандесарка 6, т.с.	1160–1580	240	18	144–212	26	15
М. Рязань I, т.с.	875–1260	150	13	202–236	18	8
Н. Чигла, т.с.	720–970	140	18	164–208	22	12
В. Съезжее, с.с.	425–848	183	31	123–238	35	19
Красносамарский IV, л.с.	215–367	62	21	106–210	34	20
Власовка I, супесь	127–237	40	21	47–87	28	40
10–20 см						
Мандесарка 6, т.с.	280–400	60	18	112–170	22	15
М. Рязань I, т.с.	420–670	120	23	180–215	19	16
Н. Чигла, т.с.	308–420	40	11	164–208	31	17
В. Съезжее I, с.с.	370–480	608	14	105–185	30	22
Красносамарский IV, л.с.	185–220	16	9	115–193	36	26
Власовка I, супесь	114–210	47	29	32–47	11	27
20–30 см						
Мандесарка 6, т.с.		16	10	111–203	48	29
М. Рязань I, т.с.	268–396	54	16	96–176	28	21
Н. Чигла, т.с.	150–265	48	24	95–121	13	12
В. Съезжее I, с.с.	130–196	47	29	60–115	28	32
Красносамарский IV, л.с.	127–265	97	50	140–150	3	3
Власовка I, супесь	130–163	24	16	16–18	2	12
30–40 см						
Мандесарка 6, т.с.	135–265	46	23	32–46	8	20
М. Рязань I, т.с.	213–305	38	15	83–152	28	24
Н. Чигла, т.с.	155–205	23	13	108–130	14	12
В. Съезжее I, с.с.	83–150	32	28	39–65	13	27
Красносамарский IV, л.с.	145–232	46	25	72–130	42	41
Власовка I, супесь	60–80	12	18	10–15	3	16
40–50 см						
Мандесарка 6, т.с.	60–100	30	36	32–47	8	22
М. Рязань I, т.с.	147–215	37	20	43–100	20	28
Н. Чигла, т.с.	50–80	15	22	60–90	16	21
В. Съезжее I, с.с.	147–230	38	19	39–87	22	36
Красносамарский IV, л.с.	80–100	14	16	57–76	8	13
Власовка I, супесь	60–80	15	21	10–15	4	28

Окончание табл. 4

Объект	Фон			Палеопочва		
	доверительные границы	стандартное отклонение	CV*	доверительные границы	стандартное отклонение	CV
Базальное дыхание С—CO ₂ мкг/(г ч), 0–10 см						
Мандесарка 6, т.с.	1.2–1.35	0.10	8	0.18–0.2	0.04	21
М. Рязань I, т.с.	1.0–1.7	0.27	19	0.14–0.21	0.03	18
Н. Чигла, т.с.	0,55–1,3	0.3	39	0.15–0.17	0.02	11
В. Съезжее I, с.с.	1.25–1.6	0.27	19	0.12–0.20	0.04	27
Красносамарский IV, л.с.	0.23–0.27	0.03	12	0.16–0.18	0.01	8
Власовка I, супесь	0.38–0.45	0.09	15	0.09–0.12	0.01	9
10–20 см						
Мандесарка 6, т.с.	0.3–0.43	0.07	19	0.13–0.25	0.05	29
М. Рязань I, т.с.	0.6–0.78	0.07	10	0.11–0.25	0.04	24
Н. Чигла, т.с.	0.3–0.47	0.07	18	0.1–0.13	0.02	20
В. Съезжее I, с.с.	0.21–0.43	0.09	29	0.11–0.24	0.05	27
Красносамарский IV, л.с.	0.16–0.26	0.05	24	0.1–0.13	0.01	9
Власовка I, супесь	0.20–0.31	0.04	16	0.07–0.13	0.03	27
20–30 см						
Мандесарка 6, т.с.	0.32–0.43	0.05	12	0.1–0.18	0.03	20
М. Рязань I, т.с.	0.27–0.54	0.11	29	0.12–0.2	0.02	16
Н. Чигла, т.с.	0.2–0.4	0.07	25	0.08–0.1	0.01	11
В. Съезжее I, с.с.	0.14–0.35	0.09	29	0.11–0.18	0.03	3
Красносамарский IV, л.с.	0.06–0.13	0.04	40	0.08–0.12	0.02	17
Власовка I, супесь	0.18–0.22	0,02	9	0.08–0.12	0.03	31
30–40 см						
Мандесарка 6, т.с.	0.22–0.23	0.06		0.07–0.19	0.05	40
М. Рязань I, т.с.	0.26–0.43	0.08		0.08–0.16	0.03	26
Н. Чигла, т.с.	0.18–0.27	0.03		0.05–0.08	0.01	20
В. Съезжее I, с.с.	0.10–0.23	0.04		0.09–0.18	0.04	29
Красносамарский IV, л.с.	0.09–0.14	0.02		0.07–0.15	0.03	25
Власовка I, супесь	0.06–0.08	0.02		0.06–0.10	0.02	3
40–50 см						
Мандесарка 6, т.с.	0.16–0.28	0.06	24	0.07–0.13	0.03	28
М. Рязань I, т.с.	0.17–0.31	0.05	21	0.07–0.14	0.02	21
Н. Чигла, т.с.	0.13–0.24	0.05	27	0.05–0.08	0.02	33
В. Съезжее I, с.с.	0.13–0.27	0.06	29	0.08–0.11	0.01	14
Красносамарский IV, л.с.	0.07–0.08	0.01	14	0.05–0.11	0.02	26
Власовка I, супесь	0.08–0.1	0.01	12	0.06–0.09	0.01	18

CV* – коэффициент вариации. т.с. – тяжело-, с.с. – средне-, л.с. – легкосуглинистого гранулометрического состава.

Таблица 5. Коэффициент корреляции между биогенными свойствами слоя 0–10 см почв

Некрополь, время создания кургана (К) лет назад, область	Коэффициент корреляции между					
	C _{опр} –БД		C _{опр} –C _{мик}		БД–C _{мик}	
	фон	пaleопочва	фон	пaleопочва	фон	пaleопочва
Мандесарка 6, 1800, Челябинская	0.66	0,68	0.56	0.51	—	0.70
Новая Чигла, 4300, Воронежская	0.36	0.54	0.67	0.75	0.84	0.97
Власовка I, 4300, Воронежская	0.48	—	0.71	—	0.78	—
Малая Рязань I, 1200. Самарская	0.75	0.89	0.55	087	0.65	0.74
Верхнесьезжее I, 3800 Самарская	0.87	0.91	0.46	0.97	0.57	0.91
Красносамарский IV, 3600, Самарская	—	0.62	—	0.93	—	0.91

пaleопочвах – 0.3–1.1; индекс C_{мик}/C_{опр} убывает резко в слое 10–20 см, глубже изменяется меньше.

Максимальные значения БД/C_{опр} и БД/C_{мик} характерны для пастбищных тяжелосуглинистых пространственно удаленных черноземов, они меньше в легких разностях и пaleопочвах. Это определяется меньшим содержанием общего и легкоразлагаемого C_{опр}.

Знание варьирования параметров C_{опр}, C_{мик} и БД в условиях изменяющегося климата важно для всех регионов Российской Федерации, для этого проводится их мониторинг на карбоновых полигонах, и важно выполнять его на других объектах для получения более обширных данных и прогноза при будущих изменениях климата.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность за помощь в полевых исследованиях археологам: М.Р. Макуровой, Ю.С. Макурову, А.В. Денисову, А. Шалапинину, к. и. н. В.Д. Березуцкому, к. и. н. О.В. Букиной, к. и. н. С.Э. Зубову.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0191-2019-0046.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X24120126>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Т.В. Прочносвязанное органическое вещество почв: характеристика и судьба в диагенезе // Почвы и окружающая среда. 2021. Т. 4. № 4. С. 1–16.
<https://doi.org/10.31251/pos.v4i4.161>
2. Азаренко М.А., Казеев К.Ш., Ермолаева О.Ю., Колесников С.И. Изменения растительного покрова и биологического свойства черноземов в постагротехнический период // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1412–1422.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20110039>
3. Ананьева Н.Д., Сушко С.В., Иващенко К.В., Васенев В.И. Микробное дыхание почв подтайги и лесостепи Европейской части России: полевой и лабораторный подходы // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1276–1286.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20100044>
4. Артемьева З.С., Данченко Н.Н., Зазовская Э.П. и др. 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>
5. Багаутдинов Р.С., Богачев А.В., Зубов С.Э. Праболгары на Средней Волге. У истоков истории татар Волго-Камья. Самара: Сам. Регион. фонд “Полдень XXII век”, 1998. 286 с.
6. Березуцкий В.Д. Новочигольские курганы. Воронеж: Научная книга, 2021. 224 с.
7. Демкина Т.С., Борисов А.В. Продукция CO₂ пробами пaleопочвы, отобранными в степной зоне под курганами, сооруженными в периоды относительной аридизации и оптимума климата // Почвоведение. 2018. № 8. С. 943–951.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18080038>
8. Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А. Продуцирование CO₂ современными и погребенными

- почвами степной зоны в нативном и увлажненном состоянии // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1108–1113.
9. Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 147 с.
 10. Инубуши К., Приходько В.Е., Нагано Х., Манахов Д.В. Биологические свойства и эмиссия парниковых газов из современных и палеопочв южного Урала // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1439–1449. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15120096>
 11. Карелин Д.В., Цымбарович П.Р. Зависимость микробиологической активности и химических характеристик почвы от топографической позиции на старопахотных участках черноземной лесостепи // Известия РАН. Сер. геогр. 2022. Т. 86. С. 134–150. <https://doi.org/10.31857/S2587556622010071>
 12. Кудеяров В.Н. Почвенное дыхание и секвестрация углерода (обзор) // Почвоведение. 2023. № 9. С. 1011–1022. <https://doi.org/10.31857/S0032180X23990017>
 13. Кузнецов П.Ф., Мочалов О.Д. Параметры времени культур бронзового века степей Восточной Европы: проблемы отражения // Изв. Самар. науч. центра РАН. 2015. Т. 17. № 3. С. 247–251.
 14. Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Хорошавев Д.А., и др. Анализ многолетней динамики дыхания почв в лесном и луговом ценозах Приокско-Террасного биосферного заповедника в свете современных климатических трендов // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1220–1236. <https://doi.org/10.31857/s0032180x20100111>
 15. Курганова И.Н., Телеснина В.М., Лопес де Гереню В.О., Личко В.И., Овсепян Л.А. Изменение запасов углерода, микробной и ферментативной активности агродерново-подзолов южной тайги в ходе постагротенной эволюции // Почвоведение. 2022. № 7. С. 825–842. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070073>
 16. Ларионова А.А., Золотарева Б.Н., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Кузяков Я.В., Бюgger Ф. Идентификация лабильного и устойчивого пулов органического вещества в агросерой почве // Почвоведение. 2011. № 6. С. 685–698.
 17. Лисецкий Ф.Н., Маринина О.А., Буряк Ж.А. Геоархеологические исследования исторических ландшафтов Крыма. Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2017. 440 с.
 18. Лифанов Н.А. Раскопки могильника Малая Рязань I в 2020 г. // Поволж. Арх. 2023. № 4. С. 149–157. <https://doi.org/10.24852/pa2023.4.46.149.15>
 19. Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагротенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
 20. Макурова М.Р., Макуров Ю.С., Любчанский И.Э., Шиманский О.Е. Погребения эпохи “поздней древности” курганного могильника Мандесарка 6 // Нижневолжский арх. вест. 2018. Т. 17. № 1. С. 90–107. <https://doi.org/10.15688/nav.jvolsu.2018.1.5>
 21. Малашев В.Ю. Позднесарматская культура: верхняя хронологическая граница // Российская археология. 2009. № 1. С. 47–55.
 22. Молодин В.И., Епимахов А.В., Марченко Ж.В. Радиоуглеродная хронология эпохи бронзы Урала и юга Западной Сибири: принципы и подходы, достижения и проблемы // Вестник НГУ. Сер. История, филология. 2014. Т. 13. № 3. С. 136–167.
 23. Припадчев А.А. О хронологии памятников переходного абашевско-срубного (покровского) времени Донской лесостепи и смежных территорий степной зоны // Вест. Воронеж гос. ун-та. Сер.: Лингвист и межкультур. коммуник., 2009. С. 190–195.
 24. Приходько В.Е., Манахов Д.В. Изменение органического вещества почв степного Зауралья в заповедном режиме // Почвоведение. 2014. № 4. С. 401–409. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14020099>
 25. Приходько В.Е., Манахова Е.В. Манахов Д.В., Плеханова Л.Н., Захарова Ю.В. Изменение состояния гумуса почв степного Зауралья в заповедном режиме // Вестник МГУ. Сер. 17, почвоведение. 2006. № 3. С. 10–17.
 26. Приходько В.Е., Чевердин Ю.И., Титова Т.В. Изменение форм органического вещества черноземов Каменной Степи при разном использовании, местоположении и увеличении степени гидроморфизма // Почвоведение. 2013. № 12. С. 1494–1504. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13120095>
 27. Рыжова И.М., Подвезенная М.А., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Семенюк О.В. Оценка запасов углерода и потенциала продуцирования CO₂ почвами хвойно-широколиственных лесов // Почвоведение. 2023. № 9. С. 1143–1154. <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600713>
 28. Семенов В.М., Когут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
 29. Семенов М.В., Кравченко И.К., Семенов В.М. и др. Потоки диоксида углерода, метана и закиси азота в почвах катены правобережья р. Ока (Московская область) // Почвоведение. 2010. № 5. С. 582–590.
 30. Смагин А.В., Долгих А.В., Карелин Д.В. Экспериментальные исследования и физически обоснованная модель эмиссии диоксида углерода из вскрытого культурного слоя в Великом Новгороде // Почвоведение. 2016. № 4. С. 489–495. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16040122>
 31. Смирнова М.А., Геннедиев А.Н., Чендеев Ю.Г. Латеральное варьирование параметров гумусового и карбонатного профилей агрочерноземов (Белгородская область) // Почвоведение. 2023. № 3. С. 300–311. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22601086>

32. Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н., Демкин В.А. Оценка живой и суммарной биомассы микробных сообществ современной каштановой почвы и подкурганных палеопочв // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1496–1503.
33. Черных Е.Н., Орловская Л.Б. Радиоуглеродная хронология ямной и катакомбной археологических общностей // Археология евразийской лесостепи-степи. Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2016. С. 17–32.
34. Шиндорикова О.В., Ульянова О.А., Чупрова В.В. Влияние удобрений на эмиссию CO₂ из агрочернозема в условиях Красноярской лесостепи // Вестник Красноярского гос. аграрного ун-та. 2015. № 10. С. 174–179. <http://www.kgau.ru/vestnik/content/2015/10.pdf>
35. Щеглов Д.И. Черноземы центра Русской равнины и их эволюция под влиянием естественных и антропогенных факторов. М.: Наука, 1999. 214 с.
36. Adamu H., Umar Y.A., Akanang H., Sabo A. Evaluation of Carbon Sequestration Potential of Soils—What Is Missing? // J. Geosci. Environ. Protec. 2021. V. 9. P. 39–47. <https://doi.org/10.4236/gep.2021.98003>
37. Anderson J.P.E., Domsch K.H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. V. 10. P. 215–221. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90099-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90099-8)
38. Anderson T.-H., Domsch K.H. The metabolic quotient for CO₂ ($q\text{CO}_2$) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils // Soils Biol. Biochem. 1993. V. 25. P. 393–395. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(93\)90140-7](https://doi.org/10.1016/0038-0717(93)90140-7)
39. Banach-Szott M., Debska B., Tobiasova E. Properties of humic acids depending on the land use in different parts of Slovakia // Environ. Sci. Poll. Res. 2021. V. 28. P. 8068–58080 <https://doi.org/10.1007/s11356-021-14616-9>
40. Bond-Lamberty B., Bailey V.L., Chen M., Gough C.M., Vargas R. Globally rising soil heterotrophic respiration over recent decades // Nature. 2018. V. 560. P. 80–83. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0358-x>
41. Borisov A.V., Demkina T.S., Kashirskaya N.N., Khomutov T.E., Chernysheva E.V. Changes in the Past Soil-Forming Conditions and Human Activity in Soil Biological Memory: Microbial and Enzyme Components // Eurasian Soil Sci. 2021. V. 54. P. 1078–1088. <https://doi.org/10.1134/S1064229321070024>
42. Chukov S.N., Lodygin E.D., Abakumov E.V. et al. Application of ¹³C NMR spectroscopy to the study of soil organic matter: a review of publications // Eurasian Soil Sci. 2018. V. 51. P. 889–890. <https://doi.org/10.1134/S1064229318080021>
43. Duarte-Guardia S., Peri P., Amelung W. et al. Biophysical and socioeconomic factors influencing soil carbon stocks: a global assessment // Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change. 2020. V. 25. P. 1129–1148. <https://doi.org/10.1007/s11027-020-09926-1>
44. Fontaine S., Barot S., Barré P., Bdoui N., Mary B., Rumpel C. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply // Nature. 2007. V. 450. P. 277–280. <https://doi.org/10.1038/nature06275>
45. Frindte K., Lehndorff E., Vlaminck S. et al. Evidence for signatures of ancient microbial life in paleosols // Scientific Reports. 2020. V. 10. P. 16830. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-73938-9>
46. Greenhouse Gas Bulletin Report 2021. <https://public.wmo.int/en/greenhouse-gas-bulletin/01.02.2023>
47. Guo L.B., Gifford R.M. Soil carbon stocks and land use change: a metaanalysis // Global Change Biology. 2002. V. 8. P. 345–360. <https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2002.00486x>
48. Grund B.S., Willi YMC S.E., Surovell T.A. Viable paleosol microorganisms, paleoclimatic reconstruction, and relative dating in archaeology: a test case from Hell Gap, Wyoming, USA // J. Archaeol. Sci. 2014. 46. P. 217–228. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.02.010>
49. Ivanova A.E., Marfenina O.E. Soil fungal communities as bioindicators of ancient human impacts in medieval settlements in different geographic regions of Russia and southwestern Kazakhstan // Quat. Inter. 2014. V. 365. P. 212–222. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.016>
50. Jiang L., Xiao Q., Wan X., Yu T., Liu Y.F., Liu M.X. Research Progress on Microbial Carbon Sequestration in Soil: a Review // Eurasian Soil Sci. 2022. V. 10. P. 1395–1404. <https://doi.org/10.1134/S1064229322100064>
51. Kalinina O., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Giani L. Post-agrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // Catena. 2015. V. 129. P. 18–29. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.016>
52. Kampf I., Holzel N., Storrle M., Broll G., Kiehl K. Potential of temperate agricultural soils for carbon sequestration: A meta-analysis of land-use effects // Sci. Total Env. 2016. V. 566–567. P. 428–435. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.05.067>
53. Khomutova T.E., Kashirskaya N.N., Demkina T.S. et al. Precipitation pattern during warm and cold periods in the Bronze Age (around 4.5–3.8 ka BP) in the desert steppes of Russia: Soil-microbiological approach for palaeoenvironmental reconstruction // Quat. Int. 2019. V. 507. P. 84–94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.013>
54. Khokhlova O., Kuptsova L. Complex pedological analysis of paleosols buried under kurgans as a basis for periodization of the Timber-grave archaeological culture in the Southern Cis-Ural, Russia // Quat. Int. 2018. V. 502. Part B. P. 181–196. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.027>

55. Kurganova I.N., Lopes de Gerenuy V.O., Gallardo Lancho J.F., Oehm C.T. Evaluation of the rates of soil organic matter mineralization in forest ecosystems of temperate continental, Mediterranean, and tropical monsoon climates // Eurasian Soil Sci. 2012. V. 45. 1. P. 68–79. <https://doi.org/10.1134/S1064229312010085>
56. Kurganova I., Merino A., Lopes de Gerenuy V., Barros N., Kalinina O., Giani L., Kuzyakov Y. Mechanisms of carbon sequestration and stabilization by restoration of arable soils after abandonment: A chronosequence study on Phaeozems and Chernozems // Geoderma. 2019. V. 354. 15. P. 113882. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113882>
57. Lehmann J., Kleber M. The contentious nature of soil organic matter // Nature. 2015. V. 528. P. 60–68. <https://doi.org/10.1038/nature16069>
58. Lisetskii F.N., Buryak Z.A., Marinina O.A., Ukrainskiy P.A., Goleusov P.V. Features of Soil Organic Carbon Transformations in the Southern Area of the East European Plain // Geosciences. 2023. V. 13. P. 278. <https://doi.org/10.3390/geosciences13090278>
59. Moinet G.Y.K., Hjibeek R., van Vuuren D.P., Giller, K.E. Carbon for soils, not soils for carbon // Global Change Biol. 2023. 29. P. 2384–2398. <https://doi.org/10.1111/gcb.16570>
60. Nagano H., Prikhodko V. E., Sugihara S., Manakhov D. V. et al., Carbon and nitrogen contents and greenhouse gas fluxes of the Eurasian steppe soils with different landuse histories located in the Arkaim museum reserve of South Ural, Russia // Soil Sci. Plant Nutr. 2012. V. 58. P. 238–244. <https://doi.org/10.1080/00380768.2012.661354>
61. Oertel C., Matschullat J., Zurba K., Zimmermann F., Erasmi S. Greenhouse gas emissions from soils – A review // Geochemistry. 2016. V. 76. P. 327–352. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2016.04.002>
62. Ogle K. Hyperactive soil microbes might weaken the terrestrial carbon sink // Nature. 2018. V. 560. P. 32–33. <https://doi.org/10.1038/d41586-018-05842-2>
63. Ovsepyan L., Kurganova I., Lopes de Gerenuy V., Kuzyakov Y. Conversion of cropland to natural vegetation boosts microbial and enzyme activities in soil // Sci. Total Env. 2020. V. 743. P. 140829. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140829>
64. Polyanskaya L.M., Prikhod'ko V. E., Lomakin D.G., Chernov I.Yu. The number and biomass of microorganisms in ancient buried and recent chernozems under different land uses // Eurasian Soil Sci. 2016. V. 49. P. 1122–113. <https://doi.org/10.1134/S1064229316100100>
65. Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Butzin M. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). Radiocarbon. 2020. V. 62. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
66. OxCal 4.4 Manual. Electronic document. 2021. https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcalhelp/hlp_contents.html
67. Subke J.-A., Ingima I., Cotrufo M.F. Trends and methodological impacts in soil CO₂ efflux partitioning: A metaanalytical review // Global Change Biology. 2006. V. 12. P. 921–943. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01117.x>
68. Suleymanov A., Polyakov V., Komissarov M. et al. Biophysicochemical properties of the eroded southern chernozem (Trans-Ural Steppe, Russia) with emphasis on the ¹³C NMR spectroscopy of humic acids // Soil Water Res. 2022. V. 17. P. 222–231. <https://doi.org/10.17221/52/2022-SWR>
69. Susyan E.A., Rybyanets D.S., Ananyeva N.D. Microbial activity in the profiles of gray forest soil and chernozems // Eurasian Soil Sci. 2006. V. 39. P. 859–867. <https://doi.org/10.1134/S1064229306080096>
70. Wang Y., Xue D., Hu N. et al. Post-agricultural restoration of soil organic carbon pools across a climate gradient // Catena. 2021. V. 200. P. 105138. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.105138>
71. Wiesmeier M., Urbanski L., Hobley E. et al. Soil organic carbon storage as a key function of soils – a review of drivers and indicators at various scales // Geoderma. 2019. V. 333. P. 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>
72. Yevdokimov I., Larionova A., Zolotareva B. et al. Chemical-structural composition of young and old SOM in Russia's chernozems: information from solid-state ¹³C-NMR study of recent soils and paleosols // Advanced spectroscopic and microscopic characterisation techniques – tools to enlighten biogeochemical interfaces in soil. Book of abstracts. Jena, 2010. P. 45.
73. Zhou L., Zhou X., Shao J., Nie Y., He Y., Jiang L. et al. Interactive effects of global change factors on soil respiration and its components: a meta-analysis // Global Change Biology. 2016. V. 22. P. 3157–3169. <https://doi.org/10.1111/gcb.13253>

Profile Microbial Activity and Carbon Content in Modern and Ancient Chernozems of Different Texture

V. E. Prikhodko¹, *, D. I. Vasilieva², H.-Ch. Li³, A. L. Plaksina⁴, and T. A. Puzanova⁵

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

²*Samara State Technical University, Samara, 443100 Russia*

³*Department of Geosciences, National Taiwan University,
Taipei, 10617 Taiwan*

⁴*Chelyabinsk State University, Chelyabinsk, 454001 Russia*

⁵*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 199991 Russia*

*e-mail: kpve00@mail.ru

The profile distribution of the organic matter (C_{org}), microbial biomass (C_{mic}) and basal CO_2 respiration (BR) of Chernozems of different granulometry was studied. It's important for monitoring their ecosystem functions and developing approaches for decarbonization. Objects: sub-mound chernozems, buried 1.2, 1.8 and \sim 4 thousand years ago (ka), and their pasture analogues (background) of insufficiently studied regions: Chelyabinsk, Voronezh and Samara regions. 12 of ^{14}C dates were received, including 7 AMS ones. The C_{org} loss of the 0–10 cm layer heavy-textured paleosols compared to the background reaches 47% after burial 1.2 ka, 58% – 1.8 ka, 62% – \sim 4 ka, for light paleosols aged \sim 4 ka – 24–40%. The BR and C_{mic} values of the 0–10 cm layer of modern heavy-textured soils are 4 times greater than those of light varieties; in paleosols of different ages they are 5–7 times less than the background; these differences are leveled out with depth. A decrease in the C_{org} , BR and C_{mic} values of paleosols occurs due to the processes of C_{org} mineralization in the absence of the new plant residues input, lack of oxygen and nutrients. In buried soils the stratification of C_{org} and C_{mic} distribution weakens within the profile (C_{org} content of the 0–10 cm layer to each underlying one). C_{mic} and BR of the 0–20 cm layer of modern heavy loamy soils are 70% of their sum of the 0–50 cm layer, and in light varieties and paleosols – 50–60%. C_{org} is maximally saturated with microbial carbon at a depth of 0–10 cm in background heavy loamy soils – 1.6–3.0, in the rest – 0.3–1.1. The BR/ C_{mic} ratio is close in modern and ancient soils; the highest values were in sandy loam chernozems, indicating a greater lack of available C_{org} for microbes. This is also indicated by the fact that paleosols buried 1.2, 1.8 and \sim 4 ka, C_{mic} and BR values up to a 60 cm depth are comparable regardless of texture, except for sandy loam one. For the 0–10 cm layer, the coefficients of variation in different objects were: for C_{org} 9–15%, BR 8–19%, C_{mic} 13–31%; they increased slightly down the soil profile, a significant correlation was noted between microbiological parameters and C_{org} , $r = 0.54–0.97$.

Keywords: basal respiration, gurgled paleosoils

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 531.4

КАК ТРАНСФОРМИРОВАЛИСЬ КАШТАНОВЫЕ ПОЧВЫ ДЖАНЫБЕКСКОЙ РАВНИНЫ В РЕЗУЛЬТАТЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА?

© 2024 г. О. О. Плотникова^{a,*}, М. П. Лебедева^a, А. В. Колесников^{a,b},
А. Е. Каганова^a, П. Р. Цымбарович^a, Д. С. Комкова^a

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

^bИнститут лесоведения РАН, ул. Советская, 21, п/о Успенское, Московская область, 143030 Россия

*e-mail: mrs.plotnikova@mail.ru

Поступила в редакцию 26.04.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

Время с середины 1970-х гг. выделяется как период современного глобального потепления, а 1976 г. условно принят за его начало. Территории южных и засушливых районов особенно чувствительны к климатическим изменениям, поэтому целью работы явилось выявить особенности потепления климата на территории Джаныбекской равнины и изменения свойств почв, связанные с установленными климатическими трендами. Объектом исследования является микрокатена каштановых солонцеватых почв (Someric Calcic Luvic Kastanozem (Loamic, Sodic) и Mollic Salic Calcic Solonetz (Loamic)) на территории Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН. Обобщены данные о климате изучаемой территории за период 1914–2021 гг. Выявлено, что в период 1976–2021 гг. по сравнению с периодом 1914–1975 гг. увеличились: среднегодовые температуры воздуха на 1°C и Σp (сумма осадков) на 18,3 мм; среднемноголетняя температура холодного периода на 1.5°C; среднемноголетняя Σp теплого периода на 39.5 мм. С применением полевых, микроморфологических, химических методов установлено, что за последние 54 года уровень грунтовых вод поднялся на 1 м, минерализация и засоленность вод увеличилась минимум в 2 раза, усилилось засоление и окарбоначивание изученных почв, увеличилась глубина их проработки почвенной мезофауной и глубина проникновения корней, что пока не отразилось в содержании органического углерода. При сохранении выявленных трендов климата ожидается, что изученные почвы станут засоленными и карбонатными с поверхности, а также увеличится содержание и запас углерода, однако для подтверждения таких изменений требуется продолжение и расширение стационарных наблюдений.

Ключевые слова: микроморфология почв, засоленные почвы, сухостепная зона, аридные почвы, глобальное потепление

DOI: 10.31857/S0032180X24120132, **EDN:** JCNCCS

ВВЕДЕНИЕ

Согласно Третьему оценочному докладу об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [27], период с серединой 1970-х гг. выделяется как период современного глобального потепления, а 1976 г. условно принят за его начало. Причем потепление происходит не только в среднем по территории России, но и на региональном уровне, во всех физико-географических регионах и федеральных округах. Относительно линейных трендов потепления климата ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) по сезонам доклад сообщает, что они положительны и статистически значимы на

1%-ном уровне на ЕТР для всех сезонов за период 1976–2020 гг. Что касается осадков, то на Европейской территории России в общем за указанный период времени значительно увеличилось количество осадков зимнего и весеннего периода и незначимо, но уменьшилось количество осадков летнего и осеннего периода.

Поскольку почвы являются сложными комплексными системами, находящимися в тесной взаимосвязи с остальными компонентами ландшафта, изменение климата не может не оказывать влияния и на почвенные свойства [42]. С учетом установленного изменения климата,

неудивительно, что его влияние на почвенные свойства привлекает внимание исследователей, однако оно преимущественно сосредоточено на секвестрационной функции почв [44, 45] и их плодородии в агроландшафтах [31, 33]. В то же время территории южных и засушливых районов особенно чувствительны к климатическим изменениям [32], а микростроение почв фиксирует их отклик на изменение любого внешнего воздействия [26]. Разрешающая способность записи климатического отклика в микростроении может быть от нескольких лет до сотен тысяч. Таким образом, целесообразно использовать микростроение почв совместно с накопленными данными об их химических свойствах для анализа направления трансформации почв в условиях активно меняющегося климата. Почвы Джаныбекского стационара давно являются объектами изучения, в том числе особенностей микростроения целинных и мелиорируемых почв солонцовых комплексов [12, 13, 36].

В данной работе преследовали две цели: 1) выявить особенности потепления климата на территории Джаныбекской равнины и 2) вычленить изменения свойств почв, связанные с описанными климатическими трендами. Цели определили постановку следующих задач: 1) сбор и анализ климатических данных для характеризуемой территории за максимально доступный период наблюдений; 2) анализ данных о химических свойствах почв солонцового комплекса; 3) изучение макро- и микростроения почв солонцового комплекса.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования является микрокатена светло-каштановых почв, в разной степени солонцеватых, расположенная в солонцовом комплексе, включающем также солонец и лугово-каштановую почву, между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка на территории Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН. Траншея длиной 3 м заложена в 2022 г. на микроплоне, превышение между верхней и нижней точкой – 4.6 см (рис. 1).

Растительность пустынно-степная: мятыник луковичный (*Poa bulbosa* L.), кохия простертая (*Kochia prostrata* (L.) Shrad.), житняк гребенчатый (*Agropyron cristatum* (L.) Gaertn.), полынь австрийская (*Artemisia austriaca* Jacq.), кермек каспийский (*Limonium caspium* (Willd.) P.Fourn.), трехреберник непахучий (*Tripleurospermum inodorum* (L.) Sch.Bip.), процентное покрытие 80%. Смена растительности на протяжении трехметровой траншеи практически не была заметна, только в конце траншеи в растительном покрове становится немнога больше доля трехреберника.

Полевое описание проводили по отдельным участкам передней стенки траншеи, соответствую-

ющим разрезам, описанным Девятых в 1968 г. [16]. Для описания выбирали участки шириной 40 см: разрез 5-22 – 0–40 см, разрез 4-22 – 130–170 см, разрез 3-22 – 260–300 см трехметровой траншеи. Полевое описание проводили в соответствии с Руководством по описанию почв FAO [20]. Цвет почвы определяли по шкале Манселла на свежих кусочках почвы с естественной влажностью, вырезанных из стенки разреза, не дожидаясь высыхания [37]. Горизонты индексировали по классификации и диагностике почв России с учетом последних дополнений [9, 28, 29], литологическую неоднородность обозначали арабскими цифрами перед основным индексом горизонта в соответствии с [20]. Глубина вскипания, определенная в поле: разрез 5-22 – 16(20) см слабое, с волнистой границей, 34 см сплошное бурное; разрез 4-22 – 19 см слабое, пятнами, 33 см бурно пятнами, 40 см сплошное очень бурное; разрез 3-22 – 30 см бурно, со слабоволнистой границей, 40 см очень бурное.

Для характеристики изменения климата исследуемой территории объединены ранее опубликованные данные наблюдений за погодой на Эльтонской (1914–1939, 1946–1951 гг.) [16] и Джаныбекской метеостанциях (1951–2021 гг.) [39, 43]. Чтобы оценить изменение климата исследуемой территории с 1914 по 2021 гг. проанализировали коэффициенты уравнений линейной аппроксимации графиков средней температуры, суммы осадков, коэффициента увлажнения по Иванову [7].

Большинство физико-химических анализов выполняли с использованием рыхлых образцов, отобранных с глубины 0–5, 5–10 см и далее через 10 см до глубины 2 м (если не указано иное). Содержание органического углерода определялось по ГОСТ 26213–2021 до глубины в 1 м. Состав обменных катионов определялся по методу Пфеффера в модификации Молодцова и Игнатовой [15]. Состав легкорастворимых солей определяли в водной вытяжке следующими методами: ионы HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} – титриметрически [2]; SO_4^{2-} – по методу Комаровского [4]; K^+ и Na^+ – методом пламенной фотометрии [2]. Гранулометрический состав определяли по методу Качинского [8]. Шлифы изготовлены в Почвенном институте М.А. Лебедевым. Микроморфологические исследования проводили с использованием поляризационного микроскопа нового поколения Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26 (оборудование Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”). Визуализацию и измерения деталей микростроения проводили с помощью Stream Basic. Элементы микростроения описывали согласно международной терминологии [5, 46].

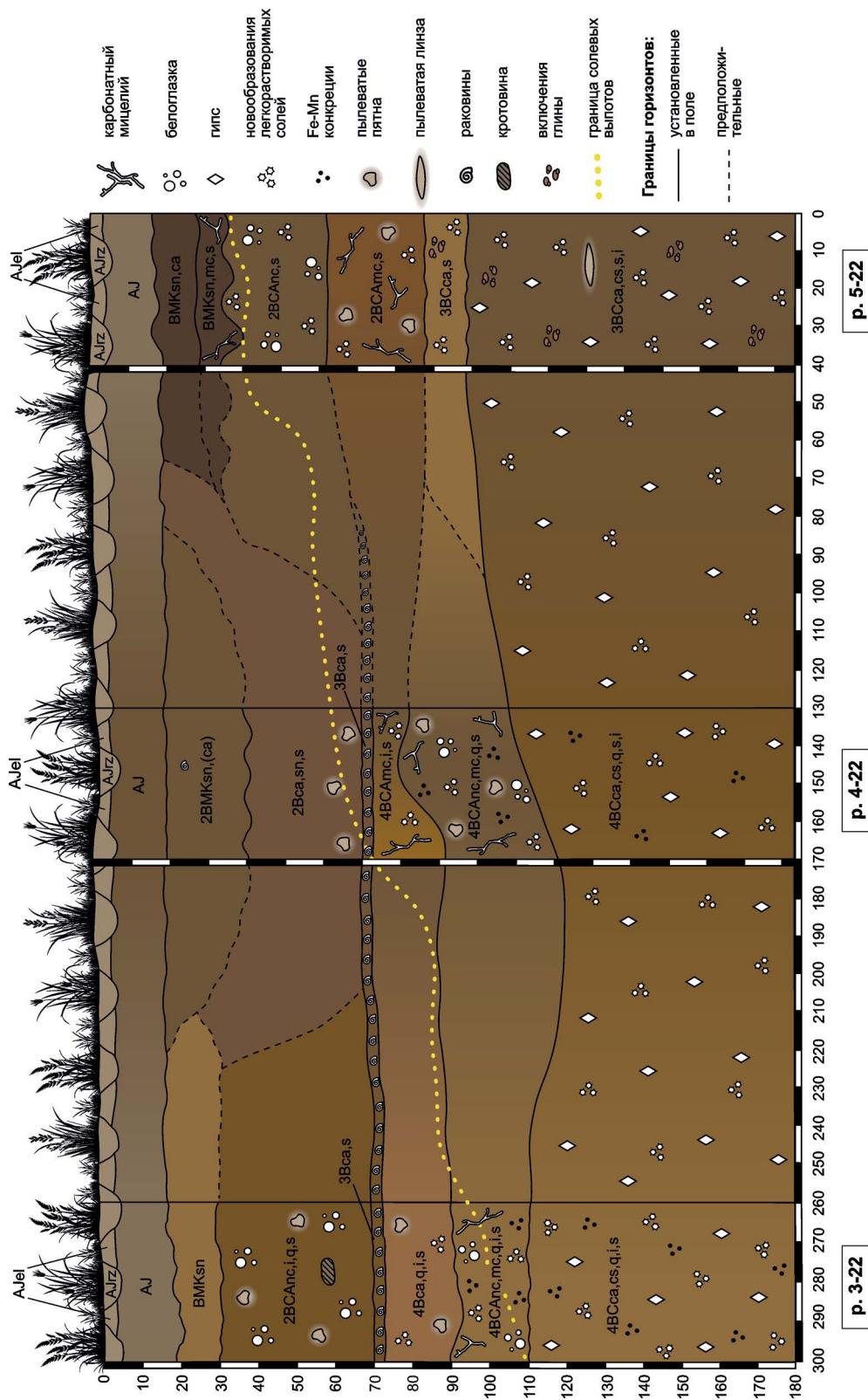


Рис. 1. Схема траншней и профили каштановых солонцеватых почв микрокатены между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка (заложена в 2022 г.). Цвета горизонтов соответствуют определенным по шкале Манселла при полевых работах.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Климат. В предыдущей статье, посвященной почвам этого участка Джаныбекской равнины [16], оценивали климат периода 1914–1968 гг. Теперь решили оценить изменение климата на данной территории за период 1976–2021 гг., поскольку по данным Третьего оценочного доклада об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [27], именно 1976 г. считается годом начала современного глобального потепления. Для оценки изменений климата были построены графики многолетнего хода (1914–2021 гг.) среднегодовых значений температуры воздуха, осадков и коэффициента Иванова (рис. 2). Все графики были линейно аппроксимированы, для аппроксимации выбирали периоды: 1914–2021 гг. – весь период наблюдений; 1914–1975 гг. – период до начала глобального потепления; 1976–2021 гг. – период глобального потепления. Результаты аппроксимации представлены в приложении (табл. S1–S3). Нетрудно заметить, что коэффициент детерминации (R^2) линейной аппроксимации только для графика температуры воздуха в теплый период года 1976–2021 гг. превысил 0.5, т.е. можно сказать, что линейным трендом многолетний ход климатических показателей изучаемой территории не описывается. Для подтверждения этого утверждения мы провели линейную аппроксимацию графиков температуры воздуха, осадков и коэффициента Иванова, сглаженных 5-летними медианами, для периодов 1958–2021 гг., 1959–2021 гг., ..., 2020–2021 гг. Оказалось, что многолетний ход средней температуры воздуха за год убедительно аппроксимируется линейным трендом ($R^2 \geq 0.7$) только для периодов 1958, 1959, 1960–2021 гг. и 2009, 2010–2021 гг. (табл. S4). Многолетний ход средней температуры воздуха за теплый период года не аппроксимируется линейным трендом (табл. S5). Многолетний ход средней температуры воздуха за холодный период года аппроксимируется линейным трендом только для периодов 2009, 2010, 2011–2021 гг. (табл. S6). Многолетний ход суммы осадков за год и за теплый период года не аппроксимируется линейным трендом (табл. S7, S8). Многолетний ход суммы осадков за холодный период года аппроксимируется линейным трендом только для периодов 2013, 2014, 2015, 2016, 2017–2021 гг. (табл. S9). Многолетний ход коэффициента Иванова за год и за теплый период года не аппроксимируется линейным трендом (табл. S10, S11).

Однако отмечено, что среднегодовая температура воздуха за период 1975–2021 гг. на 1.0°C выше, чем за период 1914–1975 гг. В то же время среднегодовая влажность воздуха уменьшилась на 1% несмотря на то, что количество осадков увеличилось на 18 мм. Среднегодовая температура, по-видимому, увеличилась за счет увеличения средней температуры холодного периода года на 1.5°C. Влажность

холодного периода уменьшилась на 3.9%, а осадки на 11.9 мм (табл. 1).

Увеличение среднегодового количества осадков ($\Delta = 18.3$ мм), очевидно, произошло за счет увеличения количества осадков теплого периода ($\Delta = 39.5$ мм). Несмотря на то, что коэффициент Иванова не изменился ни для всего года, ни для теплого периода, полагаем, что изменения внутригодового распределения тепла и влаги повлияли на почвенные свойства.

В результате сопоставления **данных полевого описания** (табл. S12) и **лабораторных анализов** [38] почвы исследуемой микрокатены были названы следующим образом по Классификации и диагностике почв России [9] с учетом последних внесенных изменений [28, 29]. Разрезы 3-22 и 4-22 – каштановая солонцеватая глинисто-иллювиированная мицелярно-карбонатная сегрегационная квазиглееватая засоленная глубокогипссодержащая, формула профиля: {AJrz+AJel} (0–3 см) – AJ (3–18(21) см) – BMKsn (18(21)–30 см) – 2BCAnc,i,q,s (30–70 см) – 3Bca,s (70–72 см) – 4Bca,q,i,s (72–90 см) – 4BCAnc,mc,q,i,s (90–110 см) – 4BCca,cs,q,i,s (110–180... см). Формула профиля разреза 4–22: {AJrz+AJel}(03(6) см) – AJ (3(6)–19 см) – 2BMKsn,(ca) (19–40 см) – 2Bca,sn,s (40–70 см) – 3Bca,s (70–72 см) – 4BCAmc,i,s (72–82(92) см) – 4BCAnc,mc,q,s (82(92)–110(120) см) – 4BCca,cs,q,s,i (110(120)–180... см). Разрез 5-22 – каштановая солонцеватая сегрегационная мицелярно-карбонатная засоленная глубокогипссодержащая, формула профиля: {AJrz+AJel} (0–3 см) – AJ (3–16(20) см) – BMKsn,ca (16(20)–27(30) см) – BMKsn,mc,s (27(30)–34(40) см) – 2BCAnc,s (34(40)–62 см) – 2BCAmc,s (62–88 см) – 3BCca,s (88–99(100) см) – 3BCca,cs,s,i (99(100)–180... см). По классификации почв World Reference Base [34] почвы названы следующим образом: разрез 3-22 – Someric Calcic Luvic Kastanozem (Loamic, Sodic); разрез 4-22 – Someric Calcic Luvin Kastanozem (Loamic, Endosalic, Sodic); разрез 5-22 – Mollic Salic Calcic Solonetz (Loamic). Ввиду значительно различающихся подходов к макроморфологическому описанию, прямое сравнение полевых описаний микрокатены В.А. Девятых, заложенной им в 1968 г., и нашего повтора не представляется возможным. Однако можно выделить общие наборы горизонтов: гумусовые (поверхностные), срединные с признаками солонцового процесса (в описании 1968 г. это только призматическая структура, тогда как в 2022 г. были описаны глинисто-иллювиальные кутаны), срединные карбонатсодержащие, переходные к почве гипссодержащие (табл. S12, рис. 2).

Согласно рис. S1, **содержание и распределение органического углерода** (SOC – soil organic carbon) в почве разреза 4-22 в верхних 50 см почвенного профиля немного уменьшилось по сравнению с измеренным в 1968 г., однако эти изменения трудно

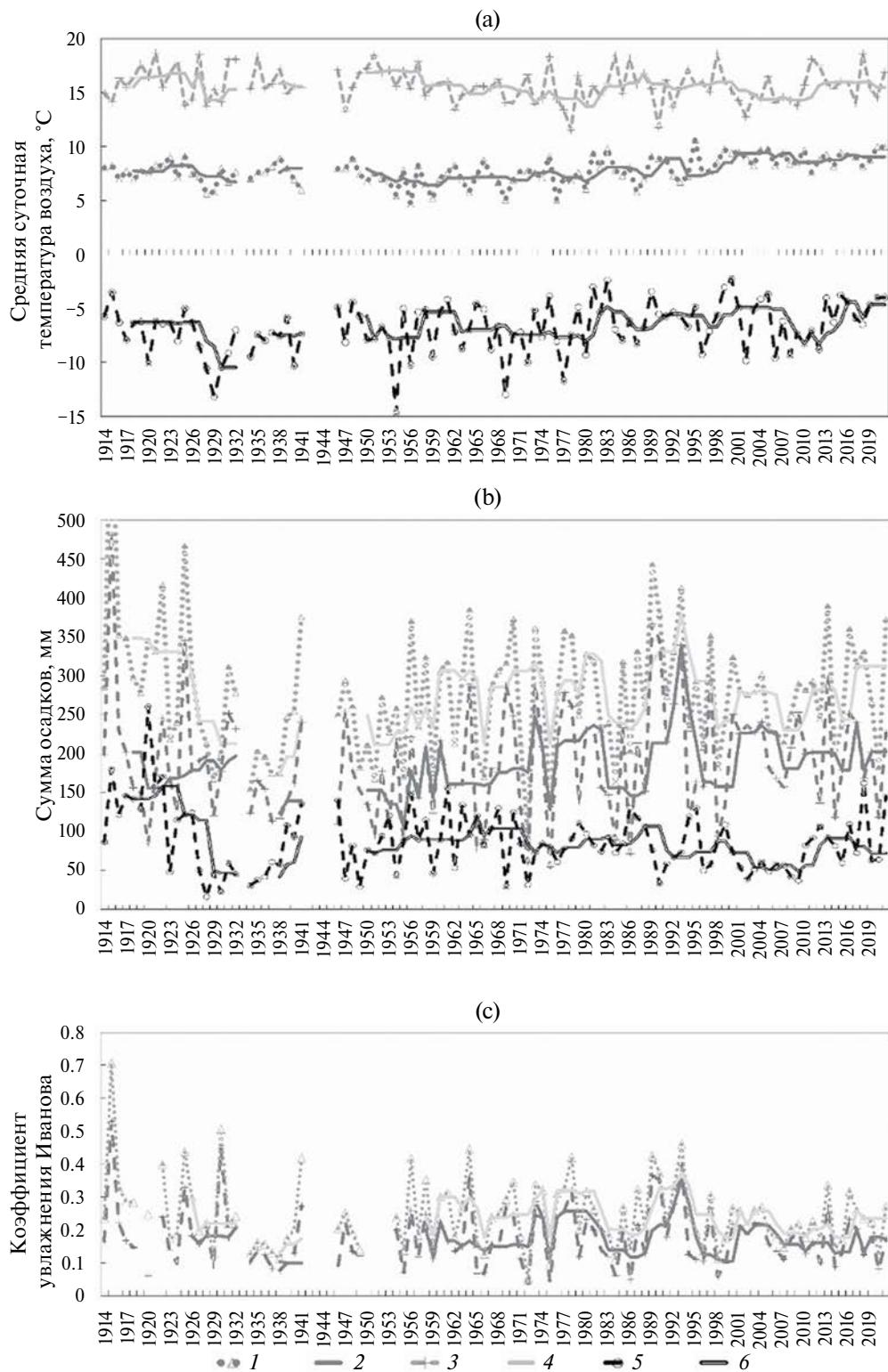


Рис. 2. Многолетний ход климатических показателей на Джаныбекской равнине с 1914 по 2021 гг. (обобщенные данные метеостанций Эльтон и Джаныбек): (а) – температура воздуха, °C; (б) – сумма осадков, мм; (с) – коэффициент увлажнения по Н.Н. Иванову. 1 – среднегодовые значения, 2 – среднегодовые значения, график слажен пятилетними скользящими медианами; 3 – значения, усредненные за теплый период; 4 – значения, усредненные за теплый период, график слажен пятилетними скользящими медианами; 5 – значения, усредненные за холодный период; 6 – значения, усредненные за холодный период, график слажен пятилетними скользящими медианами. Примечание: для наглядности графика сумма осадков за 1915 г. не приводится (660 мм).

Таблица 1. Медианные значения климатических показателей Джаныбекской равнины с 1914 по 2021 гг. (обобщенные данные метеостанций Эльтон и Джаныбек) и их изменение (Δ – разница между медианными значениями периодов 1976–2021 и 1914–1975 гг.)

Период	Температура воздуха, °C	Влажность воздуха, %	Осадки, мм	Коэффициент Иванова
Весь год				
1914–1975	7.5	66.8	260	0.23
1976–2021	8.54	65.8	278	0.23
Δ	1.0	-1.0	18.3	0.0
Теплый период				
1914–1975	15.59	54.97	168.5	0.15
1976–2021	15.57	57.1	208	0.17
Δ	-0.02	2.13	39.5	0.02
Холодный период				
1914–1975	-7.2	88.76	87.7	Не опр.
1976–2021	-5.69	84.85	75.8	»
Δ	1.51	-3.91	-11.9	»

считать значимыми, т.к. в большинстве слоев, кроме слоя 0–10 см, они не превышают ошибку метода. Также отмечено, что тип распределения органического углерода одинаков для всех изученных в 2022 г. почв, а его содержание можно считать различным только в слое 0–5 см – причем в разрезе 3-22 больше, чем в разрезе 5-22. На всех остальных глубинах содержание органического углерода в изученных каштановых солонцеватых почвах в 2022 г. можно считать одинаковым. Следует упомянуть, что, по некоторым оценкам, повышение температуры на 1°C может привести к потере 10% SOC в регионах со среднегодовой температурой 5°C, в то время как регионы со среднегодовой температурой 30°C потеряв только 3% [35].

Как показано выше, среднегодовая температура воздуха в изучаемом регионе увеличилась именно на 1°C (с 7.5 до 8.5°C). И поскольку процесс потери органического углерода, по оценке авторов [32], имеет длительность в десятилетия, можно предполагать, что именно такой эффект уже наблюдается на территории Джаныбекского стационара. Однако потребуются дальнейшие мониторинговые наблюдения, чтобы достоверно подтвердить этот тренд.

Результаты определения состава обменных катионов представлены на рис. 3. Профили исследо-

ванных почв обнаруживают дифференциацию по составу обменных катионов – в верхней части профилей преобладающим катионом является Ca^{2+} , на долю которого приходится 60–70% емкости катионного обмена. Доля обменного магния в почвенном поглощающем комплексе (ППК) исследуемых почв составляет 17,4–48%.

Известно, что присутствие в профиле легкорастворимых солей, представленных преимущественно сульфатом и хлоридом натрия, а также двойным сульфатом натрия и магния – астраханитом [22] – приводит, в первую очередь, к повышению содержания в наиболее засоленных горизонтах иона Na^+ , а затем Mg^{2+} в составе ППК [14]. В целом, для всех трех разрезов обнаруживается тесная обратная связь между содержанием обменных Ca и Na ($R = -0.83; -0.89$ и -0.91 для разрезов 3-22, 4-22 и 5-22 соответственно), что объясняется уменьшением содержания в этом ряду почв органического вещества на фоне уменьшения мощности верхних горизонтов, промытых от легкорастворимых солей [1, 17, 30].

Профильное распределение Mg^{2+} также подвержено сильным колебаниям, особенно в разрезе 3-22, наиболее промытом от легкорастворимых солей и расположенным топографически ближе всего к лугово-каштановой почве в составе солонцового комплекса. Содержание и профильное распределение Mg^{2+} в этом разрезе наиболее близко к таковому для лугово-каштановых почв [10]. Содержание и распределение магния в разрезах 4-22 и 5-22, расположенных выше по катене, приближает их к таковому в профиле солончаковых солонцов [19].

Профильное распределение иона калия типично для всех почв солонцового комплекса Северного Прикаспия: максимум его содержания приходится на верхние горизонты со снижением вниз по профилю до 2%, что обусловлено присутствием в минералогическом составе исследуемых почв слюд и иллитов [11], обладающих очень высокой селективностью к данному катиону [24]. В связи с этим ион K^+ , поступающий в почву с растительными остатками, удерживается почвой в обменном состоянии практически на месте, не мигрируя вниз по профилю.

Таким образом, по составу ППК и профильно распределению обменных катионов исследованные почвы занимают промежуточное положение между лугово-каштановыми почвами, где в составе ППК доминирует кальций, а профиль слабо дифференцирован по составу ППК, и солонцами, в которых подавляющая доля обменных позиций занята натрием.

Сравнивая данные, полученные в 1968 г. В.А. Девятых для верхних горизонтов почв этого же участка, с данными исследования для тех же глубин,

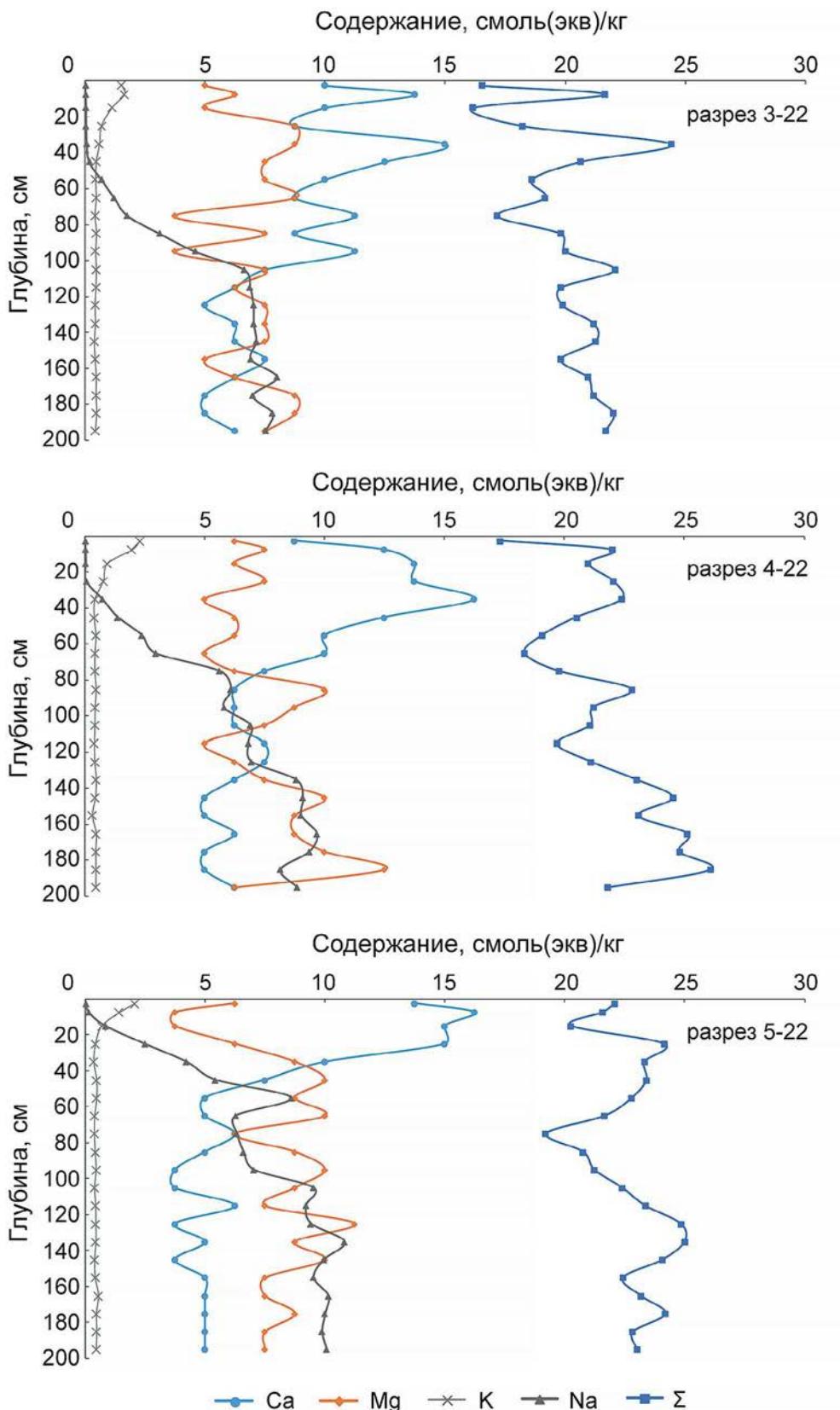


Рис. 3. Содержание обменных катионов в каштановых почвах микрокатены между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка (отбор образцов выполнен в 2022 г.). Σ – сумма обменных катионов.

можно отметить следующее: во всех трех профилях наблюдается существенное снижение доли обменного Na с одновременным ростом содержания обменного K.

Учитывая тот факт, что при отсутствии засоления в верхних горизонтах исследованных почв двухвалентные катионы поглощаются ППК с примерно одинаковой интенсивностью, отметим, что содержание обменного кальция и магния в разрезах 3-22 и 4-22 существенных изменений не претерпело, однако в горизонте 12–19 см разреза 5-22 оно возросло в 1,5 раза. Такие изменения в составе ППК можно отнести на счет повышения общей увлажненности территории за последние десятилетия XX в. [21, 23] и первые десятилетия XXI в., подтвержденного нашими исследованиями (табл. 1). Это вызвало постепенное освобождение верхних слоев почвы от легкорастворимых солей и одновременно с этим увеличение продуктивности травостоя вследствие увеличения увлажненности территории, что повлекло за собой усиление поступления в почву ионов калия с растительными остатками и соответствующее увеличение его содержания в ППК. Такие изменения почвенных свойств в результате потепления и повышение влажности климата описаны в литературе [41] и связаны они с увеличением концентрации CO₂ в почвенном воздухе [42], а также с вымыванием основных катионов.

Микростроение исследуемых почв. Горизонты {AJrz+AJel} (0–5 см) характеризуются плитчатой, комковатой и копрогенной микроструктурой, поры представлены трещинами, биогенными каналами и сложными порами упаковки, микросложение – порфировидное с компактной упаковкой частиц, тонкодисперсное вещество (ТДВ) глинисто-гумусовое, оптическая ориентация (ОО) вокруг скелетной с различной степенью выраженности раздельно-чешуйчатой (табл. S13). Во внутриводной массе (ВПМ) пропиточный гумус, сгустки и точечный гумус, очень много углефицированных растительных остатков (у.р.о.) и ожелезненных растительных остатков (ож.р.о.), в порах большое количество растительных остатков (р.о.) от свежих до сильно разложившихся, встречаются ожелезненные; характерно высокое обилие мелких экскрементов; встречаются Fe-Mn нодули 100–800 мкм, преимущественно типичные, но также с включениями (табл. S14).

Верхние части горизонта AJ (8–12 см) характеризуются в основном губчатой биогенной микроструктурой с элементами угловато-блоковой, поры представлены биогенными каналами, сложными порами упаковки, трещинами. Микросложение порфировидное с компактной упаковкой частиц. ТДВ глинисто-гумусовое с вокруг скелетной и мелкочешуйчатой ОО, кутан нет (табл. S13). В разрезе 3-22 нодулей нет, в разрезе 4-22 и

разрезе 5-22 нодули Fe-Mn обильно представлены (100–400 мкм, типичные и с включениями, единично Fe-глинистая конкреция). В разрезе 5-22 также единично встречен CaCO₃ микронодуль (100 мкм). В разрезе 3-22 инфиллингов нет; в разрезе 4-22 много крупнопылеватых инфиллингов по горизонтальным порам, единично встречен крупный CaCO₃ инфиллинг по ож.р.о.; в разрезе 5-22 встречено до 10 шт. на шлиф микритовых и спаритовых инфиллингов (до 500 мкм), а также несколько занесенных из нижележащего горизонта фрагментов с глинисто-карбонатным ТДВ. Степень пропитки гумусом ВПМ уменьшается вверх по микрокатене, но везде высокое обилие р.о., в разной степени разложившихся, а также у.р.о. и ож.р.о. разных размеров как в ВПМ, так и в порах (табл. S14).

Нижние части горизонта AJ (14–19 см) характеризуются копрогенной и губчатой микроструктурой с биогенными каналами и сложными порами упаковки; микросложение порфировидное с упаковкой частиц от компактной до некомпактной. ТДВ гумусово-глинистое, ОО раздельно-чешуйчатая, а в разрезах 4-22 и 5-22 с элементами струйчатой и перекрестно-волокнистой. Во всех трех профилях в нижней части горизонта AJ встречаются фрагментарные тонкие глинистые кутаны (табл. S13). Содержание дисперсного органического вещества в ВПМ уменьшается вверх по микрокатене, в разрезе 3-22 есть гумусовые сгустки, в разрезе 5-22 нет. Р.о. меньше всего в разрезе 5-22, в разрезах 3-22 и 4-22 примерно одинаково часто встречаются у.р.о. и ож.р.о. мелкие (до 200 мкм). Обилие экскрементов уменьшается вверх по микрокатене, но даже в разрезе 5-22 их довольно много, при этом в разрезе 5-22 отсутствуют экскременты клещей, в отличие от разрезов 3-22 и 4-22 (табл. S14).

Верхняя часть горизонтов BMKsn (20–31 см) характеризуется микроструктурой от угловато-блоковой в разрезе 3-22 до массивной в разрезе 5-22; поровое пространство представлено биогенными каналами и трещинами, а в разрезе 3-22 также сложными порами упаковки; микросложение порфировидное с упаковкой частиц от компактной до некомпактной. ТДВ в разрезе 3-22 и 4-22 глинистое с раздельно-чешуйчатой ОО с элементами струйчатой и перекрестно-волокнистой. В разрезе 5-22 ТДВ микрозонально: гумусово-глинистое с вокруг скелетной, струйчатой, перекрестно-волокнистой, раздельно-чешуйчатой оптической ориентацией в верхней части шлифа; карбонатно-глинистое с раздельно-чешуйчатой, вокруг скелетной, кристаллитовой и струйчатой оптической ориентацией в нижней четверти шлифа. Во всех шлифах этой толщи отмечаются фрагментарные глинистые гипокутаны, их частота встречаемости увеличивается вверх по микрокатене. В разрезе 5-22 также отмечена тонкая микритовая кутана, залегающая

поверх глинистой кутаны (табл. S13). Гумус представлен точечной формой, в ВПМ обильны у.р.о. (до 350 мкм) и ож.р.о. (до 200 мкм), в порах средне- и сильноразложившиеся р.о., обилие которых уменьшается вверх по микрокатене. Во всех образцах этой толщи встречаются экскременты мезофаги, их обилие увеличивается вверх по микрокатене, а в разрезе 5-22 появляются копролиты (300–600 мкм) и фрагмент педотубулы (1×3.5 мм). В разрезе 3-22 нодулей и инфильтингов не встречено, в разрезах 4-22 и 5-22 железистые дендриты (100–200 мкм) с диффузными границами, в нижней четверти шлифа разреза 5-22 также отмечены карбонатное стяжение (800×300 мкм), мелкие нодули микритовые без включений различной формы (табл. S14).

Шлифы нижележащей толщи (30–48 см), которая в связи с локальной почвенной неоднородностью относится в разрезе 3-22 к горизонтам ВСА, а в разрезах 4-22 и 5-22 – к горизонтам ВМКsn, – характеризуется следующими микропризнаками. Микроструктура от массивной, угловато- и округло-блоковой в нижней части микрокатены до копрогенной с элементами округло-блоковой в верхней части микрокатены, поры представлены трещинами и биогенными каналами, а в разрезе 5-22 также сложными порами упаковки. Микросложение порфировидное со слабокомпактной упаковкой частиц. ТДВ глинисто-карбонатное, ОО микрозонально раздельно-чешуйчатая и кристаллитовая, вокругскелетная, в разрезе 5-22 также с элементами перекрестно-волокнистой. В разрезе 3-22 единичные фрагментарные глинистые кутаны, в разрезе 4-22 две криптокристаллические кутаны, в разрезе 5-22 одна толстая глинистая кутана (табл. S13). Органическое вещество в ВПМ представлено точечной формой (а в разрезе 4-22 также аморфной), у.р.о. и ож.р.о. (до 100 мкм), сильно-разложившимися р.о. (до 200 мкм). В порах часто встречаются сильноразложившиеся р.о., единично ож.р.о. и ок.р.о. (окарбоначенные растительные остатки). В большинстве исследованных шлифов этой толщи очень много мелких экскрементов. Инфильтингов нет, только в разрезе 5-22 (42–47 см) отмечены два гипсовых рыхлых неполных инфильтинга. Среди нодулей представлены единично железисто-органические типичные (в разрезах 3-22 и 4-22), обильно железисто-марганцевые с включениями, типичные и дендриты (в разрезе 5-22), обильно карбонатные со средним диаметром около 200 мкм во всех разрезах. Среди включений отмечаются зерна первичного кальцита, обломки раковин моллюсков, фрагменты глинистой почвообразующей породы предположительно хвалынского возраста (табл. S14).

Нижний горизонт ВСса,cs,s,i (110–117 см) имеет массивную микроструктуру с элементами копрогенной, поры представлены преимущественно

биогенными каналами и трещинами, микросложение порфировидное со слабокомпактной упаковкой частиц. Состав ТДВ глинисто-карбонатный, ОО кристаллитовая, в разрезе 3-22 также имеются элементы раздельно-чешуйчатой и струйчатой и единичная глинистая кутана (табл. S13). Органическое вещество в ВПМ представлено немногочисленными сильноразложившимися р.о. в разрезах 3-22 и 4-22, в разрезе 5-22 – очень мелкими у.р.о., т.е. количество растительных остатков в этой толще уменьшается вверх по микрокатене. В порах р.о. не отмечено. Экскременты присутствуют во всех образцах этой толщи, их количество и разнообразие также уменьшается вверх по микрокатене. Во всех изученных разрезах на глубине 110–117 см встречаются гипсовые крупнокристаллические инфильтинги, Fe-Mn дендриты (до 300 мкм), Fe и Fe-Mn нодули (100–250 мкм). В разрезе 3-22 единично отмечена железистая конкреция, в разрезе 5-22 несколько Fe-Mn конкреций. В составе включений во всех разрезах обилие первичного кальцита, который представлен частицами преимущественно округлой, реже неправильной формы (50–100 мкм) и фрагменты глинистой почвообразующей породы предположительно хвалынского возраста. Также встречаются округлые микроагрегаты с кольцевой ориентацией глинистого ТДВ, похожие на оoids (табл. S14).

Переходя к анализу полученных данных о микростроении исследуемых почв, нужно упомянуть, что в 2022 году у нас была возможность отобрать образцы более дробно, чем это было сделано В.А. Девятых в 1968 г, поэтому глубины сравниваемых шлифов не везде совпадают. Иногда на один шлиф В.А. Девятых приходится два шлифа из образцов 2022 г. Для наглядности схема отбора микромонолитов для изготовления шлифов приводится на рис. S2. В 2022 г в микростроении исследуемых почв отмечаются следующие общие закономерности: 1) большая глубина проникновения корней растений, что выражается в обилии растительных остатков разной степени разложенности, которые встречаются даже на глубине 112–117 см в разрезах 3-22 и 4-22 (рис. 4а–4с); 2) большая глубина зоогенной переработки почвенного материала, выражаясь в обилии экскрементов личинок жуков, многоножек, мокриц, клещей [3, 6] даже на глубине 112–117 см во всех разрезах микрокатены (рис. 4d–4f); 3) малая глубина обнаружения карбонатных новообразований (от 32–37 см в разрезе 3-22 до 20–25 см в разрезе 5-22 – рис. 4g–4i); 4) обилие железистых и железисто-марганцевых новообразований, в том числе нодулей с включениями и дендритов (рис. 4j–4l). Глубина проникновения корней растений и появление карбонатных новообразований, обилие экскрементов почвенной микрофагуны уменьшается от нижней точки микрокатены к верхней. Вместе с

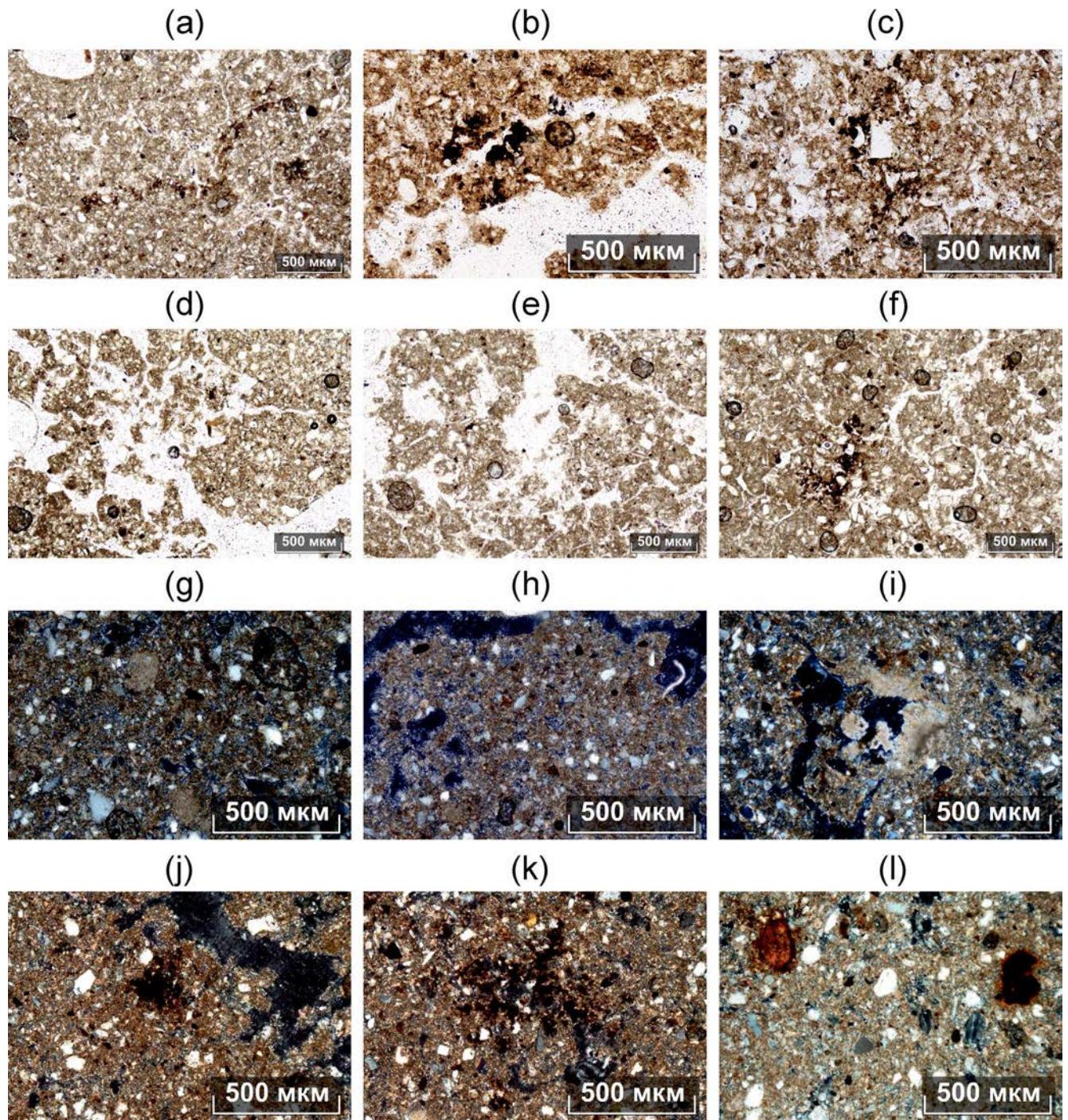


Рис. 4. Особенности микростроения каштановых почв микрокатены между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка (отбор образцов выполнен в 2022 г.): (а), (б), (с) – аморфные растительные остатки, утратившие клеточное строение; (д), (е), (ф) – экскременты микрофауны; (г), (х), (и) – карбонатные новообразования; (ж), (к), (л) – Fe-Mn и Fe нодули различных типов. Примечания: слева направо в каждом ряду размещены снимки шлифов разрезов 3-22, 4-22, 5-22 соответственно; (а)–(ф) – съемка в проходящем плоскополяризованном свете без анализатора, (г)–(л) – с анализатором; (а)–(ф), (ж)–(л) – глубина 110–117 см, (г) – 32–37 см, (х) – 37–42 см, (и) – 20–25 см.

тем степень развития солонцового процесса, хотя в общем для всех почв и низкая, все же увеличивается в этом же направлении. Это выражается в увеличении частоты встречаемости фрагментарных глинистых гипокутан в горизонте BMKsn разреза 5-22 по сравнению с остальными разрезами микрокатены и появлению в нем перекрестно-волокнистой оптической ориентации глинистого тонкодисперсного вещества.

По сравнению с микростроением данных почв в 1968 г. можно выделить следующие отличия. Во-первых, увеличение глубины проникновения корней и мезофауны, диагностируемые по наличию в порах сильноразложившихся растительных остатков и по обилию экскрементов, формирующих микрозонально участки копрогенной микроструктуры. Причем отметим, что в шлифах 1968 г. пробоотбора комковатая микроструктура нижних горизонтов была нарушена воздействием кристаллизации гипса. Хотя в разрезе 3 1968 г. пробоотбора отмечено обилие биогенных каналов, в этих порах не встречались растительные остатки, а во внутрипедной массе встречались только очень мелкие (до 50 мкм) углефицированные, тогда как в 2022 г. в этом же слое во внутрипедной массе отмечались сильноразложившиеся аморфные растительные остатки размерами до 300 мкм. Исходя из этих фактов и анализа климатических данных можно предположить, что к 2022 г. увеличилось количество осадков, несмотря на сохранение характерных для Прикаспийской низменности циклов более и менее засушливых лет [18].

Во-вторых, уменьшение глубины не только карбонатной пропитки глинистого тонкодисперсного вещества, но и формирования карбонатных концентрационных новообразований, вызванное как деятельностью корней, так и колебаниями влажности почвы. В-третьих, отмечена тенденция к ослаблению выраженности солонцового процесса, проявляющаяся в преобладании раздельно-чешуйчатой оптической ориентации глинистого тонкодисперсного вещества над струйчатой и перекрестно-волокнистой в горизонтах с индексом sn. Эта тенденция объясняется освобождением верхних горизонтов почвы от легкорастворимых солей и, как следствие, уменьшением содержания обменного натрия в ППК. В-четвертых, по сравнению со шлифами 1968 г., в шлифах 2022 г. отмечается высокое обилие железистых и железисто-марганцевых новообразований, являющихся признаком кратковременных периодов относительного избыточного увлажнения соответствующих горизонтов в присутствии растительных остатков [47].

Согласно рис. 5 *солевых профилей*, во всех разрезах микрокатены, заложенной в 2022 г., присутствует сульфатно-натриевое засоление: в разрезе 3-22 с глубины 60 см степень засоления средняя, сульфатно-содовое натриевое, со 100 см сильная

степень сульфатного магниево-натриевого засоления; в разрезе 4-22 слабая степень засоления проявляется уже с глубины 30 см, содово-сульфатно-магниево-натриевого химизма, а с 70 см уже сильное засоление, химизм его в толще 70–110 см преобладает хлоридно-сульфатно-магниево-натриевый, со 110 см сульфатно-магниево-натриевый, в слое 190–200 появляется гипс. В разрезе 5-22 в слое 20–30 см слабое сульфатно-содово-натриевое засоление, которое быстро переходит в сильное хлоридно-сульфатно-натриевое на глубине 40 см, а с глубины 70 см становится очень сильным хлоридно-сульфатно-магниево-натриевым.

Эта картина засоления резко контрастирует с описанной нами по данным В.А. Девятых, полученным в 1968 г. [16]. В разрезе 3 засоление было слабым и проявлялось с глубины 150–160 см, т.е. за 54 года глубина появления засоления уменьшилась на целый метр, а его интенсивность из слабой стала сильной. В разрезе 4 слабое засоление проявлялось с глубины 60 см, а сильное – со 140 см, то есть глубина проявления слабого засоления уменьшилась на 30 см, а сильного – на 70 см.

В разрезе 5 в 1968 г. слабое засоление проявлялось на глубине 40 см, сильное – на 100 см, очень сильное – со 110 см, то есть глубина проявления слабого засоления уменьшилась на 20 см, сильного и очень сильного – на 60 и 40 см соответственно.

Согласно данным В.А. Девятых, УГВ под разрезом 5 осенью 1967 г. составлял 6.65 м, весной 1968 г. – 6.16 м, осенью 1968 г. – 6.22 м. Проведены мониторинговые наблюдения за УГВ, который составил весной 2022 г. 5.25 м, осенью 2022 г. – 5.54 м. Минерализация грунтовых вод увеличилась в два раза, содержание ионов хлора увеличилось минимум в 2.5 раза, магния – минимум в 2 раза, натрия – в 4.5–7 раз (табл. S15). Таким образом, можно заключить, что за прошедшие 54 года уровень грунтовых вод поднялся ~ на 1 м и увеличилась степень их засоленности. С учетом приведенных данных можно сделать вывод, что именно поднятие и увеличение засоленности грунтовых вод оказало такое сильное влияние на солевой режим почв изученной микрокатены. Причины поднятия УГВ могут быть как в изменении климата, а именно увеличении количества осадков, приводящем последовательно к изменению глубины залегания грунтовых вод и увеличению засоленности засушливых земель [40], так и в подъеме уровня Каспийского моря [25].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено мониторинговое исследование изменений климата и свойств каштановых солонцеватых почв сухостепной зоны за последние 54 года на примере Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН. Период изучения включает в себя достоверно установленный мировым научным

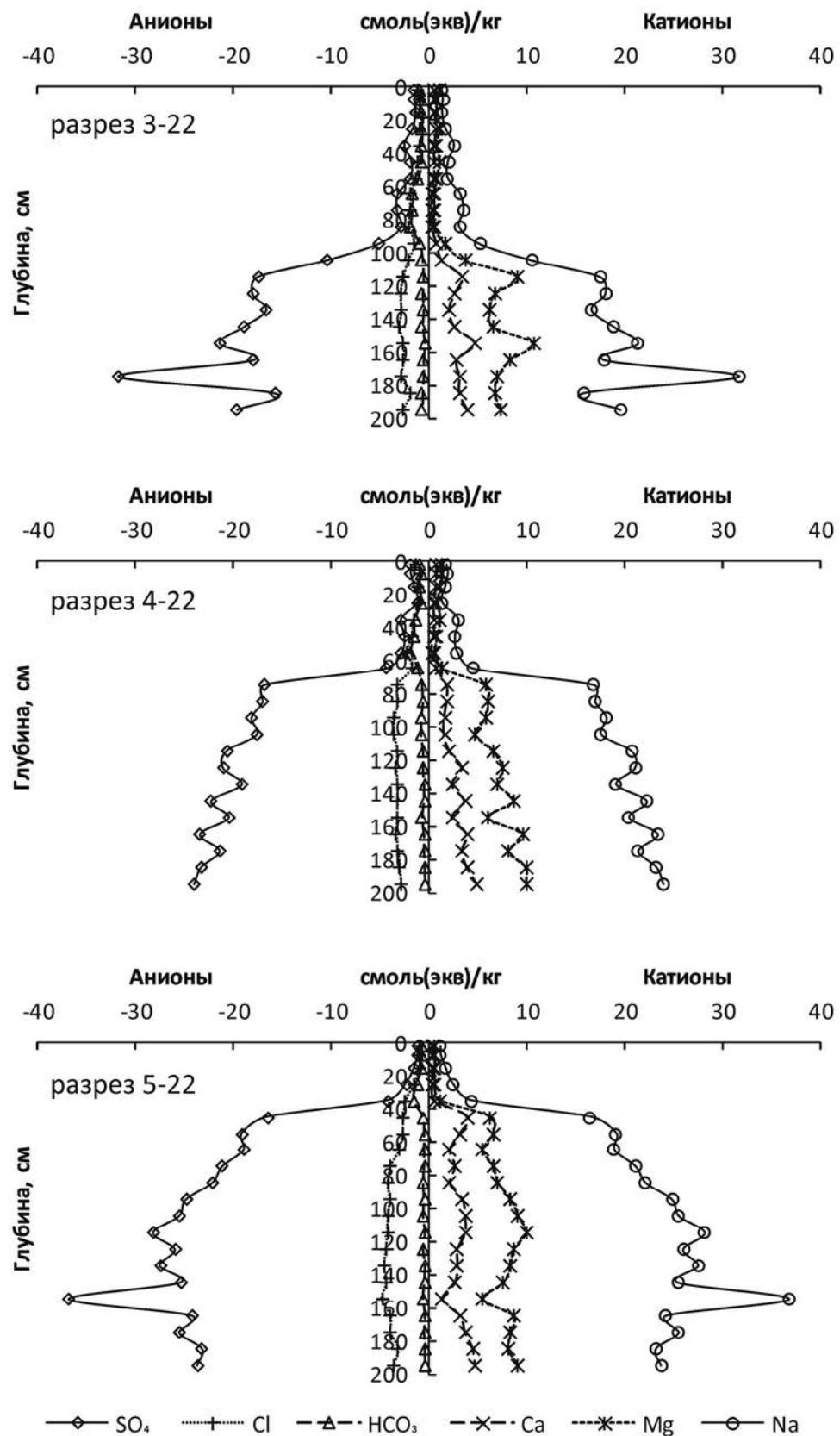


Рис. 5. Солевые профили каштановых почв микрокатены между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка (отбор образцов выполнен в 2022 г.).

сообществом срок глобального изменения климата, обусловленного антропогенным воздействием. Выявлены локальные особенности изменения климата. Установлено, что на изучаемой территории в период 1976–2021 гг. по сравнению с периодом 1914–1975 гг. произошло увеличение среднегодовой температуры воздуха на 1°C и суммы осадков на 18.3 мм, увеличение среднемноголетней температуры холодного периода года на 1.5°C и уменьшение суммы осадков холодного периода на 11.9 мм, увеличение среднемноголетней суммы осадков теплого периода на 39.5 мм.

Изменение климатических показателей происходит на изучаемой территории одновременно с поднятием УГВ на 1 м, что обуславливает неблагоприятный процесс усиления засоленности изученных почв и уменьшение глубины ее проявления. Вместе с уменьшением глубины засоления уменьшилась глубина обнаружения карбоната кальция, что способствовало уменьшению морфологических проявлений солонцового процесса.

В то же время благодаря увеличению суммы осадков повысилась активность почвенной мезофауны (многоножек, мокриц, клещей), что отразилось в увеличении глубины биогенной проработки почвенной толщи. Увеличилась глубина проникновения корней растений и обилие растительных остатков на микроуровне, что пока не нашло отражения в данных химического анализа – достоверного увеличения содержания органического углерода в почве не наблюдается.

При сохранении выявленных трендов климата в перспективе десятилетий можно предположить, что развитие мезофитной растительности может привести к подтягиванию засоленного почвенного раствора к поверхности за счет десукции с возникновением в биогенных порах карбонатных и гипсовых новообразований. Однако такие новообразования являются лабильными и не должны оказать сильного негативного влияния на растительность.

В течение нескольких десятилетий можно ожидать увеличения продуктивности травянистых экосистем, содержания и запасов органического углерода, что является значимым для малогумусных сухостепных почв и может существенно повлиять на состав почвенного микробиома. Для подтверждения и выявления особенностей таких изменений необходимо расширение стационарных наблюдений с привлечением специалистов в области ботаники, биологии и гидрологии почв.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Коллектив авторов статьи выражает благодарность Н.Б. Хитрову за помощь в индексации почвенных горизонтов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование проведено за счет средств гранта РНФ № 21-74-20121.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24120132>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ванюшина А.Я., Травникова Л.С., Шаймухаметов М.Ш. Термодинамическая характеристика обмена Ca–Na в слитых и сопряженных с ними зональных почвах // Почвоведение. 1998. № 2. С. 176–185.
2. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
3. Всееволодова-Перель Т.С., Колесников А.В. Количественная характеристика мезофауны почв солонцового комплекса полупустыни Северного Прикаспия // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1381–1386.
4. Гедрайц К.К. Избр. соч. Т. 2. Химический анализ почвы. М.: Сельхозгиз, 1955. 616 с.
5. Герасимова М.И., Ковда И.В., Лебедева М.П., Турсина Т.В. Микроморфологические термины как отражение современного состояния исследований микростроения почв // Почвоведение. 2011. № 7. С. 804–817.
6. Гиляров М.С. Зоологический метод диагностики почв. М.: Наука, 1965. 275 с.
7. Иванов Н.Н. Об определении величин испаряемости // Изв. Всесоюзного географического общества. 1954. Т. 86. № 2. С. 189–196.
8. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1958. 192 с.
9. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
10. Колесников А.В. Закономерности катионного обмена в целинных и мелиорированных лугово-каштановых почв Северного Прикаспия (на примере почв Джаныбекского стационара). Дис. ... канд. биол. наук. М., 2004. 266 с.

11. Колесников А.В., Соколова Т.А., Сиземская М.Л. Характеристика поглощающего комплекса лугово-каштановых почв Северного Прикаспия (Джаныбекский стационар) // Почвоведение. 2006. № 2. С. 179–189.
12. Лебедева М.П., Конюшкова М.В. Временные изменения микропризнаков в целинных и мелиорированных солонцах Джаныбекского стационара // Почвоведение. 2011. № 7. С. 818–831.
13. Лебедева М.П., Конюшкова М.В., Колесников А.В., Хохлов С.Ф. Мониторинг изменений свойств целинного солонца Джаныбекского стационара по данным микроморфологических исследований // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2016. № 83. С. 118–139.
14. Минкин М.Б., Бабушкин В.М., Садименко П.А. Солонцы юго-востока Ростовской области. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1980. 272 с.
15. Молодцов В.А., Игнатова В.П. Об определении состава поглощенных оснований в засоленных почвах // Почвоведение. 1975. № 6. С. 123–127.
16. Плотникова О.О., Лебедева М.П., Цымбарович П.Р., Девятых В.А. Микроморфологическая характеристика почв солонцового комплекса (Джаныбекская равнина) // Почвоведение. 2023. № 3. С. 380–392.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22601128>.
17. Понизовский А.А., Иванова С.А. Влияние pH раствора на равновесие обмена Ca-Na в почвах // Почвоведение. 1990. № 8. С. 53–60.
18. Роде А.А., Польский М.Н. Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав и физические свойства // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1961. Т. 56. С. 3–214.
19. Романенков В.А. Изменение почвенно-поглощающего комплекса солончаковых солонцов при мелиорации // Повышение продуктивности полупустынных земель Северного Прикаспия. М.: Наука, 1989. С. 48–59.
20. Руководство по описанию почв. Рим: Продовольств. и с.-х. орг. Объед. Наций, 2012. 101 с.
21. Сапанов М.К. Особенности и экологические последствия потепления климата в полупустыне Северного Прикаспия // Поволжский экологический журнал. 2021. № 1. С. 64–78.
<https://doi.org/10.35885/1684-7318-2021-1-64-78>
22. Сиземская М.Л. Изменение морфологии и солевого состояния почв солонцового комплекса Северного Прикаспия под влиянием агролесомелиорации. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М, 1990. 24 с.
23. Сиземская М.Л., Сапанов М.К. Современное состояние экосистем и стратегия адаптивного природопользования в полупустыне Северного Прикаспия // Аридные экосистемы. 2010. Т. 16. № 5. С. 15–24.
24. Соколова Т.А., Дронова Т.А., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.
25. Соколова Т.А., Сиземская М.Л., Сапанов М.К., Толпешта И.И. Изменение содержания и состава солей в почвах солонцового комплекса Джаныбекского стационара за последние 40–50 лет // Почвоведение. 2000. № 11. С. 1328–1339.
26. Таргульян В.О., Горячkin С.В. Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 672 с.
27. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Под ред. Катцова В.М. СПб.: Наукомеханические технологии, 2022. 676 с.
28. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Диагностические горизонты в классификации почв России: версия 2021 г. // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21080098>
29. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Предлагаемые изменения в классификации почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–14.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22010087>
30. Шаймухаметов М.Ш., Куракулов С.Н. Реакция обмена Ca-Na в черноземах и прогнозирование влияния оросительных вод на некоторые их свойства // Почвоведение. 1990. № 3 С. 88–104.
31. Corwin D.L. Climate change impacts on soil salinity in agricultural areas // Eur. J. Soil Sci. 2021. V. 72. № 2. P. 842–862.
32. Filippi P., Minasny B., Cattle S.R. and Bishop T.F.A. Chapter four – monitoring and modeling soil change: the influence of human activity and climatic shifts on aspects of soil spatiotemporally // Advances in Agronomy. 2016. V. 139. P. 153–214
<https://doi.org/10.1016/bs.agron.2016.06.001>
33. Hatfield J.L., Antle J., Garrett K.A., Izaurrealde R.C., Mader T., Marshall E., Nearing M., Philip Robertson G. and Ziska L. Indicators of climate change in agricultural systems // Climatic Change. 2020. V. 163. P. 1719–1732.
34. 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) (Rome: FAO)
35. Kirschbaum M.U.F. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage // Soil Biol. Biochem. 1995. V. 27. P. 753–760.
36. Lebedeva (Verba) M., Gerasimova M. and Konushkova M. Micromorphology of solonetzic horizons as related to environmental events in the Caspian Lowland // J. Mt. Sci. 2009. V. 6. P. 132–138.
<https://doi.org/10.1007/s11629-009-1029-z>

37. Munsell A. Munsell soil color charts. (Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation, New Windsor, NY, Munsell Color, 1994).
38. Plotnikova O.O., Lebedeva M. P., Kolesnikov A. V., Kaganova A. E., Komkova D. S. A dataset of microstructure features and physicochemical properties of soils of the solonetzic complex in 2022 (Caspian lowland) // Data in Brief. 2023. V. 50. P. 109493. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2023.109493>
39. Plotnikova O.O., Lebedeva M.P., Tsymbarovich P.R., Devyatlykh V.A. A dataset of soil microstructure features and physicochemical properties for 1968 and climate sequence for 1951–1992 in the Caspian lowland // Data in Brief. 2023. V. 46. P. 108909. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2023.108909>
40. Raison J., Khanna P.K. Possible impacts of climate change on forest soil health // Soil Health and Climate Change. 2011. P. 257–285.
41. Rengel Z. Soil pH, Soil Health and Climate Change // Soil Health and Climate Change. 2011. P. 69–85. doi:10.1007/978-3-642-20256-8_4
42. Reth S, Reichstein M, Falge E. The effect of soil water content, soil temperature, soil pH-value and the root mass on soil CO₂ efflux – a modified model // Plant Soil. 2005. V. 268. P. 21–33.
43. Romanis T., Lebedeva M., Kolesnikov A., Saparov M., Sizemskaya M. A dataset of soil microstructure features and the weather conditions affecting them from 2005 to 2021 in the Caspian Depression // Data in Brief. 2022. V. 41. P. 107957. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2022.107957>
44. Schils R., Kuikman P., Liski J., Van Oijen M., Smith P., Webb J., Alm J., Somogyi Z., Van den Akker J., Billiet M. and Emmett B. Review of existing information on the interrelations between soil and climate change. ClimSoil. 2008. Final report.
45. Smith P., Soussana J.F., Angers D., Schipper L., Chenu C., Rasse D.P., Batjes N.H., Van Egmond F., McNeill S., Kuhnert M. and Arias-Navarro C. How to measure, report and verify soil carbon change to realize the potential of soil carbon sequestration for atmospheric greenhouse gas removal // Global Change Biology. 2020. V. 26. P. 219–241.
46. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. John Wiley & Sons (Publ.), 2021. 240 p.
47. Vepraskas M.J., Lindbo D.L., Stolt M.H. Redoximorphic Features // Int. Micromorphol. Features Soils Regoliths. 2018. P. 425–445. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-63522-8.00015-2>

How Have the Chestnut Soils of the Dzhanybek Plain Been Transformed as a Result of Climate Change?

O. O. Plotnikova¹, M. P. Lebedeva¹, A. V. Kolesnikov^{1, 2},
A. E. Kaganova¹, P. R. Tsymbarovich¹, and D. S. Komkova¹

¹Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

²Institute of Forest Science of the Russian Academy of Sciences, Uspenskoe, 143030 Russia

*e-mail: mrs.plotnikova@mail.ru

The period from the mid–1970s is distinguished as the period of modern global warming, and 1976 is conventionally taken as its beginning. The territories of southern and arid regions are especially sensitive to climatic changes, so the aim of the work was to identify the peculiarities of climate warming in the territory of the Dzhanybek plain and changes in soil properties associated with the established climatic trends. The object of the study is a microcatena of chestnut solonetzic soils (Someric Calcic Luvic Kastanozem (Loamic, Sodic) and Mollic Salic Calcic Solonetz (Loamic)) on the territory of Dzhanybek station of the Institute of Forestry Science of the Russian Academy of Sciences. Data on the climate of the study area for the period 1914–2021 are summarized. It is revealed that in the period 1976–2021 compared to the period 1914–1975 increased: the average annual T (temperature) of the air by 1° C and Σp (sum of precipitation) by 18.3 mm; the average annual T of the cold period by 1.5° C; the average annual Σp of the warm period by 39.5 mm. Using field, micromorphological, chemical methods it was established that for the last 54 years the groundwater table has risen by 1 m, groundwater mineralization and salinity has increased at least 2 times, salinization and carbonatization of the studied soils have increased, the depth of processing by soil mesofauna and the depth of root penetration have increased, which has not yet been reflected in the content of organic carbon. If the identified climate trends continue, the studied soils are expected to become saline and carbonate from the surface and increase in carbon content and stock, but continued and expanded stationary observations are required to confirm such changes.

Keywords: soil micromorphology, saline soils, dry-steppe zone, arid soils, global warming

ИЗМЕНЕНИЕ КАЛИЙНОГО РЕЖИМА ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ТЯЖЕЛОСУГЛИНИСТОЙ ПОЧВЫ ПРИ ДЛИТЕЛЬНОМ ЭКСТЕНСИВНОМ ВОЗДЕЛЫВАНИИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР И ПРИМЕНЕНИИ УДОБРЕНИЙ

© 2024 г. М. Т. Васбиева^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0003-4048-6319>),
В. Р. Ямалдинова^a, Н. Е. Завьялова^a

^aПермский федеральный исследовательский центр УрО РАН,
ул. Культуры, 12, Пермский край, с. Лобаново, 614532 Россия

*e-mail: vasbieva@mail.ru

Поступила в редакцию 30.03.2024 г.

После доработки 08.05.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

Изучено изменение валового содержания калия, его легкоподвижных форм (вытяжка 0.01 M CaCl₂), подвижных по Кирсанову и необменных по Гедройцу соединений в метровом слое дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы (Albic Retisol (Abruptic, Aric, Loamic)) при длительном экстенсивном возделывании сельскохозяйственных культур и применении удобрений. Исследования проведены в многолетнем стационарном опыте, заложенном в 1968 г. в Пермском крае. Изучали в опыте органическую, минеральную и органо-минеральную системы удобрений, выровненные по элементам питания: контроль – без удобрений, навоз 10 и 20 т/га в год, NPK эквивалентно 10 и 20 т навоза, навоз 5, 10 и 20 т/га + NPK эквивалентно навозу. Севооборот парозернопропашной полевой восьмипольный. Оценку изменений калийного режима пахотной почвы проводили по сравнению с целинным аналогом – злаково-разнотравным лугом. Установлено, что длительное (почти 50 лет) возделывание сельскохозяйственных культур без применения удобрений привело к уменьшению валовых запасов калия на 13%, его подвижных соединений на 43% в слое 0–20 см, запасов легкоподвижных соединений на 40% в метровом слое. Насыщенность удобрениями пашни и вид системы удобрения влияли на направленность изменений в калийном режиме почвы. Максимум накопления легкоподвижных, подвижных и необменных соединений калия в результате длительного применения удобрений отмечен в слое 0–40 см. В более глубоких слоях прослеживали тенденцию уменьшения содержания данных форм калия относительно варианта без удобрений. Поддержание в почве валовых запасов калия в слое 0–20 см на уровне целинного аналога (46 т/га) отмечено при использовании органо-минеральной системы удобрения с насыщенностью навозом 10 т/га в год + NPK эквивалентно навозу, увеличение запасов до 49 т/га – при насыщенности навозом 20 т/га в год + NPK эквивалентно навозу.

Ключевые слова: длительный опыт, органические и минеральные удобрения, баланс калия, валовое содержание калия, необменные, подвижные и легкоподвижные соединения калия

DOI: 10.31857/S0032180X24120143, **EDN:** JCLDJK

ВВЕДЕНИЕ

Обеспеченность почвы элементами минерального питания – один из важнейших показателей получения стабильной урожайности выращиваемых сельскохозяйственных культур. Вынос калия с урожаем сельскохозяйственных культур больше, чем фосфора, а иногда и азота. Калий в растениях участвует во многих процессах превращения

энергии и биосинтеза, функционирования ферментативных систем и др. Достаточная обеспеченность растений калием способствует увеличению устойчивости растений к целому комплексу неблагоприятных внешних воздействий [3, 14]. Общие запасы калия в большинстве минеральных почв значительны и зависят от их минералогического и гранулометрического состава, а также типа почвообразования. Валовое содержание калия в почвах

земледельческой зоны умеренного пояса в среднем составляет 1.5–2.5% [26]. Большая часть калия в почве для растений находится в труднодоступной форме. Переход его в обменные и подвижные формы происходит под влиянием различных биологических и химических процессов [28, 32, 33]. Сельскохозяйственное использование земли оказывает влияние на изменение калийного фонда почвы, направленность обусловлена генетическими свойствами исследованных почв [3, 28, 30], системой обработки почвы [5, 8, 21], типом севооборота [2], видами, дозами и длительностью внесения органических и минеральных удобрений [9, 10, 16, 19, 31].

В работе [25] показано, что с 1991 по 2021 гг. (50-летний период) в 17 регионах Нечерноземной зоны, где преобладают дерново-подзолистые почвы, в результате сокращения применения калийсодержащих удобрений уменьшилось средневзвешенное содержание подвижного калия. Вследствие деградации почв по агрохимическим свойствам нормативная урожайность зерновых культур уменьшилась на 4.4–4.8 ц/га, или на 13–23% [25]. Применение удобрений необходимо для сохранения калийного фонда почвы. По данным [13] на дерново-подзолистых почвах разного гранулометрического состава положительный баланс по калию складывался только при систематическом внесении минеральных и органических удобрений со среднегодовыми дозами более K_{90} . При этом в почвах легкого гранулометрического состава наблюдали увеличение содержания подвижного калия. В почвах тяжелого гранулометрического состава накопление калия происходило в разных по доступности формах. При среднегодовых дозах менее K_{90} складывался дефицитный или уравновешенный баланс, достоверных изменений в калийном режиме почвы не отмечено. По данным [29] для поддержания исходного содержания в почве калия, с учетом выноса растениями, необходимо ежегодно вносить 130 кг/га действующего вещества калийных удобрений. Известно, что существенная роль в удержании калия в пахотном слое почвы принадлежит органическим удобрениям, а способность почвы фиксировать калий, в которую длительно вносили NPK, уменьшается [24].

Цель работы – оценка влияния на калийный режим дерново-подзолистой почвы экстенсивного возделывания сельскохозяйственных культур и применения удобрений на основе комплексных исследований в длительном опыте и сравнении с целинным аналогом.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Длительный полевой опыт был заложен в 1968 г. в Пермском НИИСХ (филиал ПФИЦ УрО РАН) на дерново-слабоподзолистой тяжелосуглинистой почве (Albic Retisol (Abruptic, Aric, Loamic)).

В опыте изучали органическую, минеральную и органо-минеральную системы удобрений. Схема исследований: 1) без удобрений (контроль), 2) навоз 10 т/га в год, 3) навоз 20 т/га в год, 4) NPK эквивалентно 10 т навоза, 5) NPK эквивалентно 20 т навоза, 6) навоз 5 т + NPK эквивалентно 5 т навоза, 7) навоз 10 т + NPK эквивалентно 10 т навоза, 8) навоз 20 т + NPK эквивалентно 20 т навоза. Повторность вариантов четырехкратная, размещение рандомизированное. Опыт заложен в двух последовательных во времени закладках (1977, 1978 гг.). Общая площадь делянки 115.5 м². Исследования проводили в полевом восьмипольном парозерно-пропашном севообороте с чередованием культур: пар чистый, озимая рожь, яровая пшеница с подсевом клевера, клевер 1 года пользования, клевер 2 года пользования, ячмень, картофель, овес. Изучаемая схема в опыте сложилась со второй ротации севооборота (1977–1978 гг.).

Навоз крупного рогатого скота вносили в севообороте в два приема: под рожь и картофель (разовые дозы составили 20, 40 и 80 т/га). Минеральные удобрения, рассчитанные по эквивалентному содержанию в навозе, распределяли под озимую рожь, пшеницу, ячмень, картофель и овес. Клевер не удобряли, учитывали последействие. За пять ротаций севооборота (II–VI ротации) с навозом при насыщенности пашни 10 т/га в год в почву поступило N – 1400, P – 950, K – 2070 кг/га ($N_{35}P_{25}K_{50}$ в год), при насыщенности 20 т/га – 2800, 1900 и 4140 кг/га ($N_{70}P_{50}K_{100}$ в год) соответственно. Солома в опыте после уборки до 2013 г. отчуждалась. Формы удобрений – аммонийная селитра или мочевина, двойной или простой суперфосфат, калий хлористый. Агротехника в опыте – общепринятая для Пермского края.

Агрохимическая характеристика почвы до закладки опыта: содержание $C_{\text{опрг}}$ – 1.3%, $pH_{\text{сол}}$ – 5.5, гидролитическая кислотность (Нг) – 3.1 смоль(экв)/кг, сумма обменных оснований (S) – 15.6 смоль(экв)/кг, подвижного фосфора и калия по Кирсанову – 162 и 173 мг/кг соответственно.

Почвенные образцы в опыте отбирали в конце шестой ротации севооборота (2016–2017 гг.) по слоям 0–20, 20–40, 40–60, 60–80 и 80–100 см. Отбор проводили буром в пяти точках на делянке, образцы смешивали. Содержание различных форм калия изучали с использованием следующих методов: легкоподвижной – в 0.01M CaCl_2 вытяжке, подвижной по Кирсанову, необменной по Гедройцу [1]. Валовое содержание калия определяли после мокрого озоления в смеси концентрированной серной кислоты и перекиси водорода [18]. Запасы калия в почве рассчитывали через плотность. Статистическую обработку результатов исследований проводили по Б.А. Доспехову с использованием Microsoft Excel.

Оценку характера изменений калийного режима пахотной почвы провели по сравнению с целинным аналогом (злаково-разнотравным лугом). Целинный участок расположен в непосредственной близости от опытного поля Пермского НИИСХ. Ботанический состав травостоя: 62.0 – злаковые, 13.5 – бобовые, 24.5% – разнотравье. Травостой не отчуждался. Основные агрохимические параметры почвы злаково-разнотравного луга приведены в работе [6]. Исследуемая целинная почва характеризовалась следующим морфологическим строением профиля:

A_1 , 0–22 см – перегнойный, гумусовый, сухой, рыхлый, светло-коричневый, мелкоореховатый, тяжелосуглинистый, имеются корни растений, органические остатки, ходы червей, переход в нижележащий горизонт постепенный, не ярко выражен.

A_2B , 22–28 см – чуть светлее верхнего горизонта, рыхлый, сухой, ореховатый, темно-коричневый, тяжелосуглинистый, имеются корни, переход постепенный с затеками.

B_1 , 28–76 см – переходный, светло-бурый, сухой, рыхлый, ореховатый или крупно-ореховатый, единичные корни, тяжелосуглинистый, переход слабо выраженный.

B_2 , 76–105 см – коричнево-бурый, крупноореховатый, корневые остатки, влажный, плотный, тяжелоглинистый, переход постепенный.

B_2C , 105–127 см – переходный к почвообразующей породе, влажный, светло-коричневый с бурым оттенком, бесструктурный, переход в нижележащий горизонт постепенный, плотный, тяжелосуглинистый.

C , >127 см – влажный, светло-бурый, бесструктурный, плотный, глинистый, с соляной кислотой не вскипает.

Пахотная почва по своему морфологическому описанию была схожа с почвой злаково-разнотравного луга:

$A_{\text{пах}}$, 0–22 см – пахотный, светло-серый с буроватым оттенком, тяжелосуглинистый, пылевато-мелкокомковатый, уплотнен, сильно пронизан корнями, в нижней части неперепревшие органические остатки, переход в нижележащий горизонт ясный,

A_2B , 22–30 см, B_1 30–68 см, B_2 68–102 см, B_2C 102–135 см, C >135 см. Разрез был заложен на защитной полосе рядом с длительным опытом. Содержание физической глины в слое почвы 0–20 см под лугом составило 42.2%, в опыте – 41.8–44.2%.

Почвообразующая порода изучаемых почв желто-бурая некарбонатная покровная глина. Характерной особенностью почвы, сформированной на богатых в минералогическом отношении пермских глинах, является высокое содержание обменных форм кальция и магния, которое увеличивается с

глубиной, как и сумма поглощенных оснований. Исследования проводили в IV агроклиматическом районе Пермского края. Климат умеренно-континентальный с холодной, продолжительной, снежной зимой и теплым коротким летом. Сумма средних суточных температур $>10^{\circ}\text{C}$ составляет 1700–1900 $^{\circ}\text{C}$. Длительность периода активной вегетации с температурой $>10^{\circ}\text{C}$ в среднем 115 сут, с температурой $>15^{\circ}\text{C}$ – 60 сут. Район относится к зоне достаточного увлажнения: гидротермический коэффициент 1.4, осадков за год выпадает 470–500 мм, испаряемость с поверхности почвы составляет около 340 мм.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования показали, что валовое содержание калия в целинной дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве под злаково-разнотравным лугом в верхнем слое (0–20 см) составило около 2% или 19.8 г/кг (табл. 1). Небольшое уменьшение его количества наблюдали в слое 20–40. Это связано с тем, что при отборе проб по слоям сюда вошел горизонт A_2B (22–28 см) – здесь отмечено наименьшее содержание валового калия по сравнению с другими генетическими горизонтами. Далее с глубиной количество $K_{\text{вал}}$ в почве злаково-разнотравного луга возрастало и в слое 40–100 см составило 21.5–21.8 г/кг. В составе калийного фонда верхнего слоя почвы (0–20 см) под злаково-разнотравным лугом легкоподвижные формы составили 0.1% от валового содержания калия, подвижные – 1.5%, необменные – 4.2%. Остальные 94.2% составил калий почвенного скелета. Считается, что такой калий прочно связан с минеральной частью почвы и не принимает активного участия в питании растений [9, 28]. Количество необменных, подвижных и легкоподвижных соединений калия в более глубоких слоях целинной почвы относительно верхнего слоя было меньше в 1.1–1.5 раза.

Валовое содержание калия в пахотной почве длительного опыта в слое 0–20 см варьировало от 17.0 до 19.4 г/кг (табл. 2). В варианте без удобрений его количество в слое 0–20 см было на 13% меньше, чем в почве злаково-разнотравного луга. Запасы в слое 0–20 см уменьшились от 46 (луг) до 43 т/га. В другом длительном опыте Пермского НИИСХ наблюдали уменьшение запасов $K_{\text{вал}}$ в слое почвы 0–20 см при экстенсивном возделывании (без удобрений) сельскохозяйственных культур до 41 т/га [7].

Наибольшее содержание $K_{\text{вал}}$ в длительном опыте в пахотном слое почвы (0–20 см) отмечено в варианте с максимальной насыщенностью пашни удобрениями навоз 20 т/га в год + NPK эквивалентно навозу и соответственно с максимально высокой интенсивностью баланса изучаемого элемента (210%) (табл. 3). Количество $K_{\text{вал}}$ только в данном варианте было достоверно выше контроля

Таблица 1. Валовое содержание калия, его легкоподвижные, подвижные и необменные соединения в почве злаково-разнотравного луга

Слой почвы, см	Валовое содержание калия ($K_{вал}$) г/кг	Необменные соединения калия ($K_{необ}$) мг/кг	Подвижные соединения калия ($K_{подв}$) мг/кг	Легкоподвижные соединения калия ($K_{л/подв}$) мг/кг	Отношение содержания $K_{необ}/K_{подв}$
0–20	19.8±0.7	<u>830±76</u> 4.2*	<u>289±45</u> 1.5	<u>24.1±4.0</u> 0.12	2.9
20–40	18.6±0.4	<u>690±23</u> 3.7	<u>210±15</u> 1.0	<u>15.5±0.9</u> 0.08	3.3
40–60	21.5±0.9	<u>630±51</u> 2.9	<u>191±21</u> 0.9	<u>11.9±1.4</u> 0.06	3.3
60–80	21.8±0.8	<u>715±38</u> 3.3	<u>189±15</u> 0.9	<u>11.9±1.2</u> 0.05	3.8
80–100	21.6±0.8	<u>630±41</u> 2.9	<u>186±22</u> 0.9	<u>12.6±0.6</u> 0.06	3.4
Запасы					
		т/га		кг/га	—
0–20	46	1.9	0.7	55	—
0–40	88	3.5	1.1	90	—
0–100	245	8.3	2.5	180	—

* Под чертой – % от валового.

Таблица 2. Изменение валового содержания калия по профилю почвы при длительном применении удобрений (VI ротация, 2016–2017 гг.)

Вариант	Содержание, г/кг					Запасы, т/га		
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100	0–20	0–40	0–100
Без удобрений	17.3	19.1	19.4	20.8	21.7	43	94	284
Навоз 10 т/га	17.0	20.4	20.5	21.0	19.9	43	98	287
Навоз 20 т/га	17.5	21.1	21.3	21.1	21.1	44	100	295
NPK экв. 10 т навоза	17.6	20.6	21.0	21.1	19.7	44	99	289
NPK экв. 20 т навоза	17.0	21.7	21.3	21.1	20.2	43	102	293
Навоз 5 т+NPK экв.	17.4	20.3	20.8	20.1	20.4	44	99	287
Навоз 10 т + NPK экв.	18.5	19.6	20.8	19.7	19.4	46	99	282
Навоз 20 т + NPK экв.	19.4	19.2	19.2	20.5	19.9	49	101	284
HCP ₀₅	1.6	$F_{\phi} < F_t$	$F_{\phi} < F_t$	$F_{\phi} < F_t$	$F_{\phi} < F_t$	4	$F_{\phi} < F_t$	$F_{\phi} < F_t$

в 1.1 раза. Положительный баланс по калию также получен в вариантах – навоз 20 т/га, NPK экв. 20 т навоза, навоз 10 т/га в год + NPK экв. навозу (+12–17 кг/га в год). При этом в пахотном слое почвы содержание $K_{вал}$ находилось на уровне контрольного варианта или отмечены лишь тенденции к его

увеличению. Возможно, на изменение данного показателя, оказывала влияние механическая обработка почвы (вспашка, культивация, боронование).

Внесение навоза 20 т/га в год + NPK эквивалентно навозу обеспечило поддержание содержания $K_{вал}$ в верхнем слое почвы (0–20 см) на уровне

Таблица 3. Баланс калия в полевом восьмипольном севообороте, кг/га (среднее по двум закладкам, 1977–2017 гг.)

Вариант	Поступление калия* в сумме за 5 ротаций, кг/га	Хозяйственный вынос калия в сумме за 5 ротаций, кг/га	Баланс +/–, кг/га		Интенсивность баланса, %
			всего	в среднем в год	
	кг/га				
Без удобрений	130	2659	–2529	–63	5
Навоз 10 т/га	2199	3298	–1099	–27	67
Навоз 20 т/га	4268	3574	694	17	119
NPK экв. 10 т навоза	2202	3584	–1382	–35	61
NPK экв. 20 т навоза	4226	3729	496	12	113
Навоз 5 т + NPK экв.	2288	3638	–1350	–34	63
Навоз 10 т + NPK экв.	4407	3913	494	12	113
Навоз 20 т + NPK экв.	8549	4064	4485	112	210

* С удобрениями и семенами.

целинного аналога. Валовые запасы калия в данном варианте увеличились до 49 т/га. Запасы $K_{\text{вал}}$ сохранились на уровне целинного аналога при применении навоза 10 т/га в год + NPK эквивалентно навозу.

При экстенсивном возделывании культур в почве отмечены тенденции уменьшения содержания $K_{\text{л/подв}}$ и $K_{\text{подв}}$ в метровом слое – в 1.6–2.3 и 1.1–2.0 раза соответственно (табл. 4, 5). Запасы $K_{\text{л/подв}}$ уменьшились в метровом слое с 180 (луг) до 114 кг/га. Основные потери запасов $K_{\text{подв}}$ пришлись на слой 0–20 см – от 0.7 до 0.4 т/га. Экстенсивное возделывание сельскохозяйственных культур привело к уменьшению в почве доли подвижных и легкоподвижных соединений калия. Полученные результаты в первую очередь связаны с выносом изучаемого элемента растениями. За время проведения опыта в варианте без удобрений культурами севооборота было вынесено около трех тонн калия. В почве при экстенсивном возделывании сельскохозяйственных культур отмечены тенденции к увеличению содержания необменной формы калия относительно целинного аналога в 1.1–1.3 раза с глубины 20–40 см (табл. 6), что может происходить в результате разрушения калийных соединений минерального скелета почвы. Полученные данные по изменению количества различных форм калия в почве также могут быть связаны с миграцией соединений калия за пределы метрового слоя, переходом одной формы калия в другую, нельзя исключать генетическую неоднородность.

Похожие результаты по уменьшению подвижной (обменной) формы калия в результате длительного экстенсивного использования пашни отмечены в других работах: на черноземе до глубины 100 см [15], дерново-подзолистых песчаных

и супесчаных почвах [3] до глубины 100 см, се-рой лесной среднесуглинистой почве до глубины 0–60 см, дерново-подзолистой тяжелосуглинистой 0–40 см [27].

Соотношение необменной формы к подвижной в верхнем слое почвы 0–20 см при возделывании культур без применения удобрений расширилось от 2.9 (луг) до 4.8 (табл. 7). Увеличение соотношения наблюдали в метровом слое. Чем больше данная величина, тем сильнее почва истощена в отношении подвижных (доступных для растений) соединений калия [28].

Применение всех систем удобрения привело к увеличению в пахотном слое почвы (0–20 см) содержания легкоподвижных и подвижных соединений калия, их содержание в зависимости от варианта возросло относительно контрольного варианта в 1.4–3.2 раза. Количество $K_{\text{л/подв}}$ и $K_{\text{подв}}$ в почве возрастало при складывающемся положительном хозяйственном балансе не всегда пропорционально его интенсивности. Прямо пропорциональное увеличение доступных форм калия при повышении насыщенности пашни удобрениями наблюдали при минеральной и органо-минеральной системе. Накопление $K_{\text{л/подв}}$ и $K_{\text{подв}}$ в почве при использовании органической системы удобрений в вариантах навоз 10 т/га и навоз 20 т/га было примерно одинаковым, возможно калий закреплялся в виде других форм.

Достоверное увеличение количества $K_{\text{подв}}$ в почве в слое 0–20 см наблюдали только спустя две ротации с момента наложения данной схемы удобрений (рис. 1). Их содержание в IV–VI ротациях стабилизировалось примерно на уровне 210–260 мг/кг (исходный уровень 173 мг/кг) – в вариантах навоз

Таблица 4. Изменение содержания легкоподвижных соединений калия по профилю почвы при длительном применении различных систем удобрения (VI ротация, 2016–2017 гг.)

Вариант	Содержание, мг/кг					Запасы, кг/га		
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100	0–20	0–40	0–100
Без удобрений	<u>14.7*</u> 0.09	<u>8.5</u> 0.04	<u>7.6</u> 0.04	<u>5.6</u> 0.03	<u>5.5</u> 0.03	37	59	114
Навоз 10 т/га	<u>20.0</u> 0.12	<u>10.2</u> 0.05	<u>5.1</u> 0.02	<u>4.3</u> 0.02	<u>3.6</u> 0.02	50	77	115
Навоз 20 т/га	<u>21.7</u> 0.12	<u>9.2</u> 0.04	<u>6.7</u> 0.03	<u>4.5</u> 0.02	<u>3.6</u> 0.02	54	78	122
NPK экв. 10 т навоза	<u>22.4</u> 0.13	<u>12.6</u> 0.06	<u>8.3</u> 0.04	<u>4.1</u> 0.02	<u>2.8</u> 0.01	56	89	133
NPK экв. 20 т навоза	<u>30.5</u> 0.18	<u>13.7</u> 0.06	<u>5.9</u> 0.03	<u>4.4</u> 0.02	<u>3.1</u> 0.02	76	112	151
Навоз 5 т + NPK экв.	<u>22.9</u> 0.13	<u>10.2</u> 0.05	<u>5.9</u> 0.03	<u>4.4</u> 0.02	<u>3.6</u> 0.02	57	84	125
Навоз 10 т + NPK экв.	<u>25.9</u> 0.14	<u>15.3</u> 0.08	<u>7.4</u> 0.04	<u>4.3</u> 0.02	<u>3.6</u> 0.02	65	105	149
Навоз 20 т + NPK экв.	<u>45.9</u> 0.24	<u>20.5</u> 0.11	<u>8.9</u> 0.05	<u>6.3</u> 0.03	<u>4.6</u> 0.02	115	168	226
HCP ₀₅	4.1	3.4	1.5	$F_{\Phi} < F_t$	1.2	11	46	47

* Над чертой – содержание, под чертой – доля от валового содержания калия, %.

Таблица 5. Изменение содержания подвижных соединений калия по профилю почвы при длительном применении различных систем удобрения (VI ротация, 2016–2017 гг.)

Вариант	Содержание, мг/кг					Запасы, т/га		
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100	0–20	0–40	0–100
Без удобрений	<u>142*</u> 0.8	<u>191</u> 0.9	<u>192</u> 0.9	<u>162</u> 0.8	<u>163</u> 0.8	0.4	0.9	2.5
Навоз 10 т/га	<u>212</u> 1.2	<u>190</u> 0.9	<u>150</u> 0.7	<u>150</u> 0.7	<u>128</u> 0.6	0.6	1.1	2.4
Навоз 20 т/га	<u>228</u> 1.3	<u>189</u> 0.9	<u>164</u> 0.8	<u>148</u> 0.7	<u>139</u> 0.7	0.6	1.1	2.5
NPK экв. 10 т навоза	<u>225</u> 1.3	<u>201</u> 1.0	<u>173</u> 0.8	<u>144</u> 0.7	<u>131</u> 0.7	0.6	1.1	2.5
NPK экв. 20 т навоза	<u>320</u> 1.9	<u>214</u> 1.0	<u>157</u> 0.7	<u>144</u> 0.7	<u>130</u> 0.6	0.8	1.4	2.7
Навоз 5 т + NPK экв.	<u>233</u> 1.3	<u>177</u> 0.9	<u>139</u> 0.7	<u>124</u> 0.6	<u>118</u> 0.6	0.6	1.1	2.2
Навоз 10 т + NPK экв.	<u>277</u> 1.5	<u>245</u> 1.3	<u>180</u> 0.9	<u>138</u> 0.7	<u>136</u> 0.7	0.7	1.4	2.8
Навоз 20 т + NPK экв.	<u>387</u> 2.0	<u>271</u> 1.4	<u>181</u> 0.9	<u>170</u> 0.8	<u>144</u> 0.7	1.0	1.7	3.2
HCP ₀₅	35	23	24	13	$F_{\Phi} < F_t$	0.1	0.4	0.3

* Над чертой – содержание, под чертой – доля от валового содержания калия, %.

Таблица 6. Изменение содержания необменных соединений калия по профилю почвы при длительном применении различных систем удобрения (VI ротация, 2016–2017 гг.)

Вариант	Содержание, мг/кг					Запасы, т/га		
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100	0–20	0–40	0–100
Без удобрений	775* 4.5	735 3.5	805 3.8	770 3.6	705 3.3	2.0	4.0	11.0
Навоз 10 т/га	815 4.8	770 3.8	645 3.1	635 3.0	560 2.8	2.1	4.2	9.8
Навоз 20 т/га	845 4.8	770 3.7	625 2.9	645 3.1	615 2.9	2.2	4.3	10.1
NPK экв. 10 т навоза	770 4.4	720 3.5	680 3.2	645 3.1	645 3.3	2.0	3.9	10.0
NPK экв. 20 т навоза	945 5.6	755 3.5	610 2.9	625 3.0	565 2.8	2.5	4.5	10.0
Навоз 5 т + NPK экв.	735 4.2	750 3.7	615 3.0	570 2.8	510 2.5	1.9	3.9	9.1
Навоз 10 т + NPK экв.	935 5.1	790 4.0	730 3.5	650 3.3	575 3.0	2.4	4.6	10.5
Навоз 20 т + NPK экв.	940 4.8	795 4.2	655 3.4	725 3.5	650 3.3	2.4	4.6	10.8
HCP ₀₅	45	F _φ <F _T	F _φ <F _T	85	F _φ <F _T	0.1	0.3	F _φ <F _T

* Над чертой – содержание, под чертой – доля от валового содержания калия, %.

Таблица 7. Отношение содержания необменных соединений калия к содержанию подвижных соединений

Вариант	Глубина, см				
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100
Без удобрений	4.8	3.8	4.2	4.8	4.3
Навоз 10 т/га	2.9	4.1	4.3	4.2	4.4
Навоз 20 т/га	3.2	4.1	3.8	4.4	4.4
NPK экв. 10 т навоза	2.8	3.6	3.9	4.5	4.9
NPK экв. 20 т навоза	2.6	3.5	3.9	4.3	4.3
Навоз 5 т + NPK экв.	2.4	4.2	4.4	4.6	4.3
Навоз 10 т + NPK экв.	1.9	3.2	4.1	4.7	4.2
Навоз 20 т + NPK экв.	1.9	2.9	3.6	4.3	4.5

10 и 20 т/га в год, 230–290 мг/кг – в вариантах NPK эквивалентно 10 т/га навоза, навоз 5 т/га + NPK эквивалентно навозу, 280–320 мг/кг – NPK эквивалентно навозу 20 т/га и навоз 10 т/га в год + NPK эквивалентно навозу. Количество K_{подв} в варианте с максимальной насыщенностью пашни удобрениями навоз 20 т/га + NPK эквивалентно навозу увеличилось до 390–430 мг/кг.

Доля K_{л/подв} относительно его валового количества в пахотном слое почвы в результате при-

менения всех систем удобрения повысилась от 0.09 (контроль) до 0.12–0.24%, что соответствует уровню целинного аналога или существенно его превышает. Доля K_{подв} в слое 0–20 см повысилась до значений целинной почвы только при использовании минеральной и органо-минеральной систем удобрения с более высокой насыщенностью (NPK эквивалентно навозу 20 т/га, навоз 10 и 20 т/га в год + NPK эквивалентно навозу).

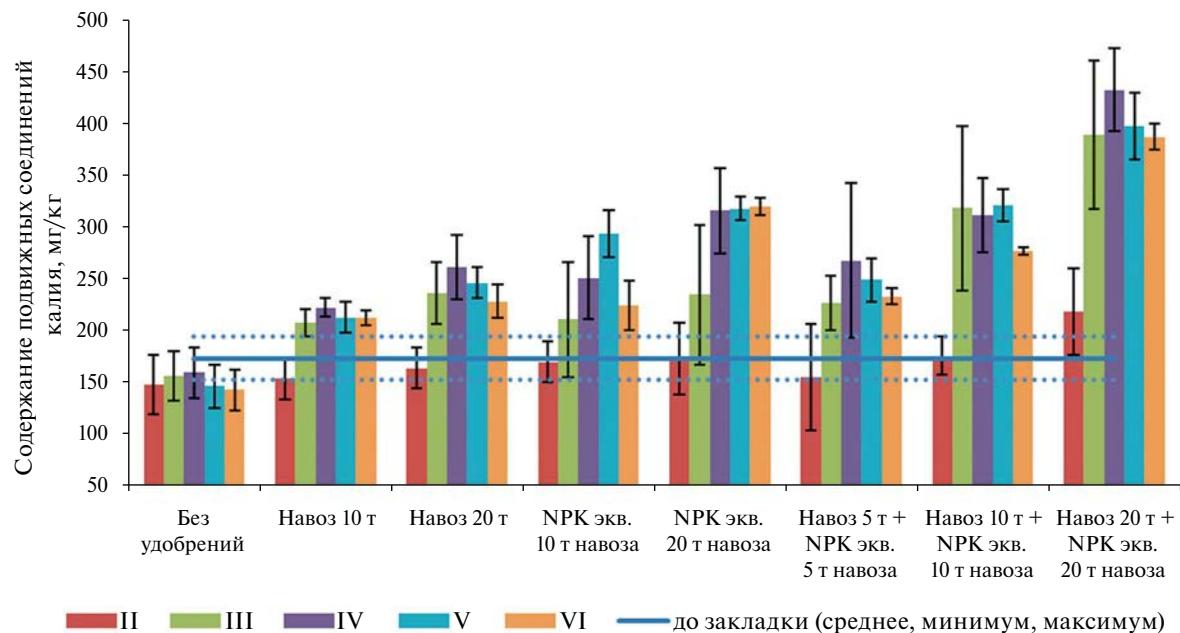


Рис. 1. Изменение содержания подвижных соединений калия в пахотном слое почвы (0–20 см) по ротациям севооборота (среднее по двум закладкам, II–VI ротации).

Изучение динамики содержания $K_{\text{подв}}$ в пахотном слое при возделывании сельскохозяйственных культур без применения удобрений по ротациям, показало уменьшение их количества от исходного уровня через 50 лет на 18%. Запасы $K_{\text{подв}}$ в пахотном слое почвы уменьшились всего на 80 кг, а вынос элемента составил около 3 т. Это свидетельствует о том, что в почве происходила мобилизация калия из необменных форм, или растения потребляли калий из нижележащих слоев почвы. Считается, что значительная часть обменного (подвижного) калия не поглощается растениями, так как он удерживается почвенными коллоидами с большей силой, чем та, с которой корневая система растений воздействует на почву. В отсутствие растений уровень содержания обменного калия в почве восстанавливается за счет перехода его из необменно-поглощенного состояния [12]. Поддержание подвижной формы калия также происходит в результате перераспределения калия из нижележащих слоев почвы в верхние. Перемещение происходит через корневую систему растений [17, 20].

Достоверное увеличение содержания $K_{\text{л/попл}}$ и $K_{\text{подв}}$ в подпахотном слое почвы (относительно контроля) отмечено при использовании минеральной и органо-минеральной системы в вариантах с более высокой насыщенностью удобрениями (NPK эквивалентно навозу 20 т/га, навоз 10 т/га + NPK эквивалентно навозу и навоз 20 т/га + NPK эквивалентно навозу) в 1.6–2.4 и 1.1–1.4 раза соответственно. Накопление $K_{\text{л/попл}}$ в слое 20–40 см наблюдали также при внесении NPK эквивалентно

10 т/га навоза. Полученные результаты связаны с тем, что калий в составе калия хлористого более подвижен и доступен, чем в навозе КРС, либо длительное внесение NPK могло привести к уменьшению способности почвы фиксировать калий [24].

На основе изучения подвижных (обменных) соединений калия в почве некоторые исследователи отмечают, что в большей степени весь внесенный с удобрениями калий концентрируется в пахотном слое. Такие результаты получены на различных типах почв в работах [22, 23, 27, 34]. Закрепление калия в пахотном слое наблюдали и в условиях орошения на каштановых супесчаных почвах [11]. Другие авторы отмечают накопление подвижных (обменных) соединений калия в профиле при применении калийных удобрений до глубины 40, 60, 100 см и даже их перемещение за пределы метрового и полутораметрового почвенного слоя. Чаще всего миграцию калийных соединений до глубины 100–150 см наблюдали на легких почвах, хотя встречаются похожие результаты на почвах тяжелого гранулометрического состава [27]. По изменению только подвижной формы калия не всегда можно судить о накоплении калия в профиле почвы. В работе [12] на дерново-подзолистой среднеглиннистистой почве в результате длительного применения калийных удобрений (NPK, NK) наблюдали увеличение валового калия в метровом слое, его необменной формы – в слое 0–60 см, при этом накопление подвижной формы калия отмечено только в слое 0–20 см.

Увеличение содержания необменных соединений калия в почве в слое 0–20 см относительно контрольного варианта наблюдали только при более высокой насыщенности пашни удобрениями (навоз 20 т/га в год, NPK эквивалентно навозу 20 т/га, навоз 10 и 20 т/га + NPK эквивалентно навозу) – в 1.1–1.2 раза. В данных вариантах закрепление внесенного калия происходило, как в подвижной, так и необменной форме примерно в равных количествах. Содержание $K_{\text{необ}}$ в подпахотном слое при внесении удобрений существенно не изменилось.

Распределение калия удобрений в пахотном слое по формам составило:

- органическая система удобрений (навоз 10 и 20 т/га) – 55–65% калия закрепилось в виде подвижной формы и 35–45% – в виде необменной;
- минеральная система удобрений – при умеренной дозе (NPK эквивалентно 10 т навоза) – 100% закрепилось в виде подвижной формы, при высокой дозе (NPK эквивалентно 20 т навоза) распределение составило 1 : 1;
- органо-минеральная система удобрений (навоз 10 и 20 т/га + NPK эквивалентно навозу) – 45–60% закрепилось в виде подвижной формы и 40–55% – в виде необменной.

Соотношение содержания необменных соединений калия к подвижным в результате применения удобрения в слое 0–20 см сузилось с 4.8 в контрольном варианте до 3.2–1.9. В вариантах с более высокой насыщенностью пашни удобрениями

наблюдали сужение данного соотношения в слое почвы 0–80 см. Уменьшение соотношения необменных соединений калия к подвижным, относительно целинного аналога, отмечено при использовании минеральной и органо-минеральной систем удобрения в верхнем слое почвы (0–20 см).

Для целинной почвы установлена высокая и очень высокая корреляционная связь ($r = 0.9$ –1.0) между содержанием в почве необменных, подвижных и легкоподвижных соединений калия. В длительном опыте достоверная корреляционная зависимость выявлена между подвижной и легкоподвижной формами калия – прямая, высокая ($r = 0.8$).

Прямые высокие корреляционные зависимости наблюдали между содержанием по профилю почвы подвижных, легкоподвижных соединений калия и органическим углеродом ($r = 0.8$ –0.9), обратные средние и высокие ($r = -0.7$...–0.9) – с суммой обменных оснований, степенью насыщенности почвы основаниями, содержанием обменного кальция и магния. Данные результаты связаны с существующей конкуренцией между ионами калия и ионами кальция и магния.

Урожайность полевых культур за пять ротаций севооборота по вариантам опыта показана в работе [4]. Наибольшая продуктивность полевого восьмипольного севооборота отмечена в варианте с максимальным насыщением пашни удобрениями навоз 20 т + NPK эквивалентно навозу, при этом окупаемость 1 кг действующего вещества удобрений составила всего 1.8 кг зерновых

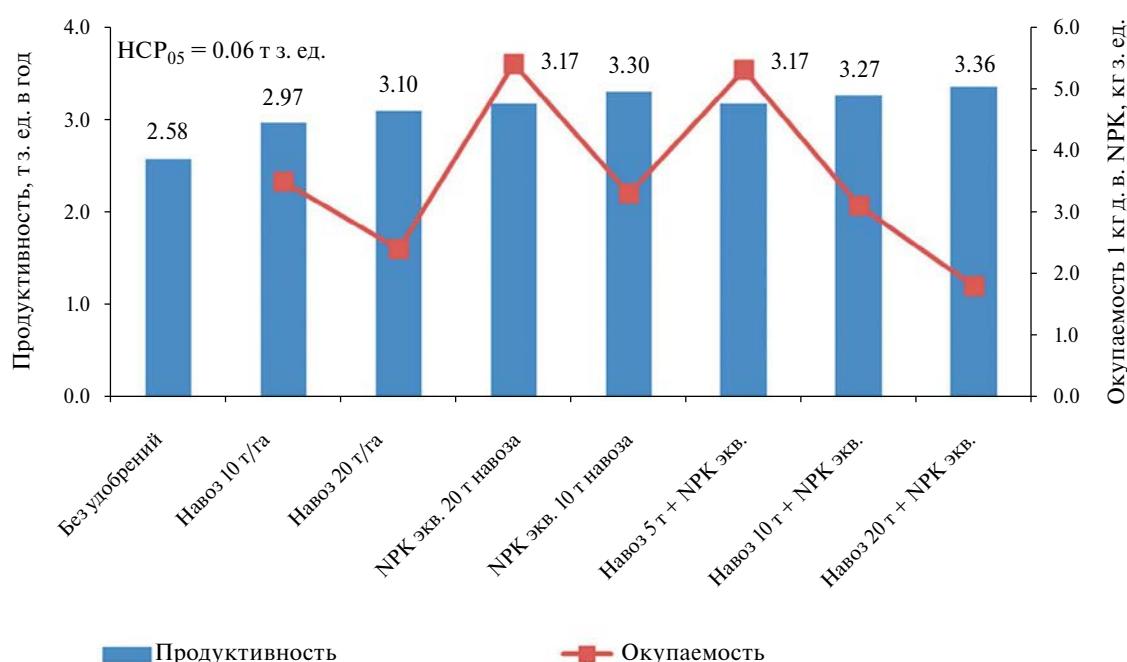


Рис. 2. Продуктивность полевого восьмипольного севооборота (среднее по двум закладкам, II–VI ротации), т з. ед. в год и окупаемость 1 кг д. в. NPK, кг з. ед.

единиц (з. ед.) (рис. 2). Наибольшая окупаемость (5.3–5.4 кг з. ед.) получена в вариантах NPK эквивалентно 10 т навоза, навоз 5 т/га в год + NPK эквивалентно навозу.

Использование любой системы удобрений имеет свои последствия относительно изменений плодородия почвы. В зависимости от поставленной цели – получение максимальной урожайности, экономической эффективности или сохранения плодородия почвы, земельного фонда, как национального достояния страны, выбор системы удобрения будет существенно отличаться.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Длительное возделывание сельскохозяйственных культур на дерново-подзолистой почве без применения удобрений привело к уменьшению валового содержания калия, его подвижных и легкоподвижных (наиболее доступных для растений) соединений. Валовые и подвижные запасы калия были меньше, чем в почве целинного аналога в слое 0–20 см на 13 и 43% соответственно. Запасы легкоподвижной формы калия уменьшились в метровом слое почти на 40%. Отмечены тенденции уменьшения содержания необменных соединений калия. В результате длительного экстенсивного сельскохозяйственного использования пашни также установлено уменьшение в почве доли подвижных и легкоподвижных соединений калия. Полученные результаты связаны с выносом элемента питания сельскохозяйственными культурами, при пашкой нижележащего горизонта, разрушением калийсодержащих минералов и переносом калийных соединений по профилю.

Изменение в калийном режиме почвы в результате длительного применения органической, минеральной и органо-минеральной систем удобрения (выровненных по элементам питания) зависело от насыщенности пашни удобрениями. Умеренная насыщенность пашни удобрениями (навоз 10 т/га в год, NPK эквивалентно 10 т навоза, навоз 5 т/га + NPK эквивалентно навозу) способствовала увеличению (относительно контрольного варианта) в пахотном слое почвы только содержания подвижных и легкоподвижных соединений калия в 1.4–1.6 раза. Запасы в пахотном слое подвижной формы калия в данных вариантах повысились с 0.4 до 0.6 т/га (50%), легкоподвижной – с 37 до 50–57 кг/га (на 35–54%). Высокая насыщенность пашни удобрениями (навоз 20 т/га в год, NPK эквивалентно 20 т/га навоза, навоз 10 т/га в год + NPK эквивалентно навозу) увеличила в пахотном слое почвы содержание необменных, подвижных и легкоподвижных соединений калия (в 1.1–2.3 раза), запасы соответственно возросли на 10–25, 50–100 и 46–105%.

Минеральная и органо-минеральная системы удобрений при более высокой насыщенности (NPK эквивалентно 20 т навоза, навоз 10 т/га + NPK эквивалентно навозу) способствовал накоплению подвижных и легкоподвижных соединений калия в подпахотном слое, в результате их запасы в слое 0–40 см увеличились от 0.9 (без удобрений) до 1.4 т/га и от 59 до 105–112 кг/га. Органическая система удобрений оказывала достоверное влияние на изменение калийного режима почвы только в слое 0–20 см.

Наибольшее положительное влияние на калийный режим почвы наблюдали при максимальной насыщенности пашни удобрениями навоз 20 т/га в год + NPK эквивалентно навозу. Здесь отмечено повышение в пахотном слое валового содержания калия и всех его изучаемых форм, в подпахотном – подвижных и легкоподвижных форм.

Следует отметить, что если в верхнем слое почвы (0–40 см) в результате длительного применения удобрений отмечено накопление различных форм калия, то в более глубоких слоях (40–60, 60–80, 80–100 см) прослеживали тенденцию уменьшения содержания легкоподвижных, подвижных и необменных соединений относительно контрольного варианта. Количество необменных соединений в отдельных вариантах (на глубине 60–100 см) было даже меньше целинного аналога. Полученные данные могут быть связаны с генетической неоднородностью почвы по профилю, потреблением растениями соединений калия из более глубоких слоев почвы (в вариантах с отрицательным балансом калия), перемещением за пределы метрового слоя. Удобрения могли оказать влияние на переход одних форм калия в другие, которые не представлены в данных исследованиях. Наиболее яркое уменьшение содержания подвижных и необменных соединений калия с глубины 40 см наблюдали в варианте навоз 5 т/га в год + NPK эквивалентно навозу. При максимальной насыщенности пашни удобрениями (навоз 20 т/га в год + NPK эквивалентно навозу) в более глубоких слоях почвы отмечено содержание легкоподвижных, подвижных и необменных соединений близкое к контрольному варианту.

Поддержание в почве валовых запасов калия в слое 0–20 см на уровне целинного аналога отмечено при использовании органо-минеральной системы удобрения навоз 10 т/га в год + NPK эквивалентно навозу. Сохранение запасов подвижных соединений калия наблюдали в вариантах NPK эквивалентно 20 т навоза, навоз 10 т/га + NPK эквивалентно навозу. Существенный рост валовых запасов калия (от 46 (луг) до 49 т/га) и его подвижной части (от 0.7 до 1.0 т/га) отмечен при внесении навоза 20 т/га в год + NPK эквивалентно навозу. Запасы легкоподвижной формы калия в метровом слое в пахотной почве были выше целинного аналога (на 25%) только при использовании системы

удобрения навоз 20 т/га в год + НРК эквивалентно навозу, в остальных вариантах запасы были меньше на 17–36%.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного задания № 124020600030-6.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. Москва: Наука, 1975. 656 с.
2. Акманаева Ю.А. Влияние видов севооборота и системы удобрения на калийный режим дерново-мелкоподзолистой среднесуглинистой почвы // Пермский аграрный вестник. 2019. № 4. С. 25–32.
3. Беляев Г.Н. Калийные удобрения из калийных солей Верхнекамского месторождения и их эффективность. Пермь: Перм. кн. изд-во, 2005. 304 с.
4. Васибова М.Т., Ямалдинова В.Р. Эффективность применения различных систем удобрения на дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве в условиях Предуралья // Агрохимия. 2023. № 3. С. 29–42.
<https://doi.org/10.31857/S0002188123030110>
5. Гармашов В.М. Калийный режим чернозема обыкновенного при минимализации обработки почвы и прямом посеве // Международный научно-исследовательский журнал. 2022. № 2–1. С. 128–132.
<https://doi.org/10.23670/IRJ.2022.116.2.021>
6. Завьялова Н.Е. Гумус и азот дерново-подзолистой почвы различных сельскохозяйственных угодий Пермского края // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1347–1354.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X16110113>
7. Завьялова Н.Е., Васибова М.Т., Шишков Д.Г., Иванова О.В. Содержание различных форм калия в почвенном профиле дерново-подзолистой почвы Предуралья // Почвоведение. 2023. № 8. С. 943–952.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X23600154>
8. Кузина Е.В. Влияние обработки почвы на содержание основных элементов минерального питания // Научная жизнь. 2020. Т. 15. № 5. С. 622–630.
<https://doi.org/10.35679/1991-9476-2020-15-5-622-630>
9. Лукин С.М. Калийное состояние дерново-подзолистой супесчаной почвы и баланс калия при длительном применении удобрений // Агрохимия. 2012. № 12. С. 5–14.
10. Мезенцева Е.Г., Кулеш О.Г., Грачева А.А. Влияние дефицитных систем удобрения на динамику содержания фосфатов и калия, их баланс в длительном опыте на дерново-подзолистой супесчаной почве // Почвоведение и агрохимия. 2022. № 1. С. 40–49.
[https://doi.org/10.47612/0130-8475-2022-1\(68\)-40-49](https://doi.org/10.47612/0130-8475-2022-1(68)-40-49)
11. Меркушева М.Г., Убугунов Л.Л., Болонева Л.Н., Лаврентьева И.Н. Содержание, запасы и формы калия в каштановых почвах Забайкалья в зависимости от орошения и возрастающих доз калийных удобрений (на фоне NPS) под картофель // Агрохимия. 2020. № 3. С. 3–10.
<https://doi.org/10.31857/S0002188120030102>
12. Минеев В.Г., Гомонова Н.Ф., Морачевская Е.В. Изменение свойств и калийного состояния дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы при 40-летнем применении агрохимических средств // Агрохимия. 2013. № 10. С. 3–12.
13. Никитина Л.В. Исследования калийного режима разных типов почв в длительных опытах Геосети // Агрохимия. 2018. № 1. С. 39–51.
<https://doi.org/10.7868/S0002188118010040>
14. Никитина Л.В., Беличенко М.В. Калий в питании растений и эффективность калийных удобрений // Плодородие. 2023. № 6. С. 5–8.
<https://doi.org/10.25680/S19948603.2023.135.01>
15. Носко Б.С. Изменение калийного фонда черноземов при распашке многолетней залежи // Почвоведение. 1999. № 12. С. 1474–1480.
16. Роева Т.А., Леонтьева Л.И., Леоничева Е.В. Калийный режим в агросерой почве вишневого сада при систематическом внесении минеральных удобрений // Плодородие. 2023. № 2. С. 55–58.
<https://doi.org/10.25680/S19948603.2023.131.12>
17. Савич В.И., Платонов И.Г., Духанин Ю.А., Поветкина Н.Л., Сафонов А.Ф. Комплексная оценка состояния калия в почве // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии. 2006. № 3. С. 15–28.
18. Способ определения валовых форм азота, фосфора и калия из одной навески пробы почвы. Пат. Беларуси. № 17070. 2013.
19. Сычев В.Г., Никитина Л.В. Калийный режим суглинистых дерново-подзолистых почв // Таврический вестник аграрной науки. 2021. № 2. С. 233–243.
<https://doi.org/10.33952/2542-0720-2021-2-26-233-243>
20. Тазин И.И., Ефимов О.Е., Савич В.И., Федянина Е.С. Прикорневая зона растений, как критерий плодородия почв // Плодородие. 2021. № 6. С. 9–13.
<https://doi.org/10.25680/S19948603.2021.123.03>

21. Тютюнов С.И., Навольнева Е.В., Навальнев В.В., Логгинов И.В., Литвинов А.И. Влияние основных факторов системы воспроизведения плодородия почв на содержание подвижного калия в черноземе типичном юго-западной части ЦЧР // Земледелие. 2023. № 2. С. 8–12.
<https://doi.org/10.24412/0044-3913-2023-2-8-12>
22. Убугунов Л.Л., Убугунова В.И. Калийный фонд аллювиальных почв Байкальского региона // Почвоведение. 1999. № 4. С. 530–536.
23. Филон И.И., Шеларь И.А. Содержание калия в черноземе типичном при сельскохозяйственном освоении и длительном применении минеральных удобрений // Агрохимия. 1999. № 1. С. 21–27.
24. Шаймухаметов М.Ш., Петрофанов В.Л. Влияние длительного применения удобрений на К-фиксирующую способность почв // Почвоведение. 2008. № 4. С. 494–506.
25. Шафран С.А., Ильишенко И.В. Содержание K_2O в зависимости от обеспеченности дерново-подзолистых почв подвижным калием и применения калийных удобрений // Плодородие. 2023. № 3. С. 10–13.
<https://doi.org/10.25680/S19948603.2023.132.02>
26. Якименко В.Н. Взаимовлияние калия и магния при выращивании картофеля на серой лесной почве // Агрохимия. 2021. № 6. С. 8–15.
<https://doi.org/10.31857/S0002188121050136>
27. Якименко В.Н. Изменение содержания калия и магния в профиле почвы длительного полевого опыта // Агрохимия. 2019. № 3. С. 19–29.
<https://doi.org/10.1134/S0002188119030153>
28. Якименко В.Н. Калий в агроценозах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. 231 с.
29. Яковлева Л.В., Поляков В.А., Жданов С.С. Влияние длительного применения удобрений на калийный режим дерново-подзолистой почвы // Владимирский земледелец. 2018. № 4. С. 14–20.
<https://doi.org/10.24411/2225-2584-2018-10034>
30. Alhaj Hamoud Y., Wang Z., Guo X., Shaghaleh H., Sheteiwy M., Chen S., Qiu R., Elbashier M.M.A. Effect of Irrigation Regimes and Soil Texture on the Potassium Utilization Efficiency of Rice // Agronomy. 2019. V. 9. № 2. 100.
<https://doi.org/10.3390/agronomy9020100>
31. Dotaniya C.K., Lakaria B.L., Sharma Y., Meena B.P., Wanjari R.H., Shirale A.O., Dotaniya M.L. at al. Potassium fractions in black soil mediated by integrated nutrient management modules under maize-chickpea cropping sequence // PLoS One. 2023.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0292221>
32. Firmano R.F., Melo V., Montes C.R., de Oliveira A., de Castro C., Alleoni L.R.F. Potassium reserves in the clay fraction of a tropical soil fertilized for three decades // Clays Clay Minerals. 2020. V. 68. № 3. P. 237–249.
<https://doi.org/10.1007/s42860-020-00078-6>
33. Li T., Wang H., Zhou Z., Chen X., Zhou J. A new grading system for plant-available potassium using exhaustive cropping techniques combined with chemical analyses of soils // Sci Rep. 2016. V. 6/ № 37327.
<https://doi.org/10.1038/srep37327>
34. Sui N., Yu C.R., Song G.L., Zhang F., Liu R.X., Yang C.Q., Meng Y.L., Zhou Z.G. Comparative effects of crop residue incorporation and inorganic potassium fertilisation on apparent potassium balance and soil potassium pools under a wheat-cotton system // Soil research. 2017. V. 55. № 8. P. 723–734.
<https://doi.org/10.1071/SR16200>

Changes in the Potassium Regime of Soddy-Podzolic Heavy Loamy Soil During Long-Term Extensive Cultivation of Agricultural Crops and the Use of Fertilizers

M. T. Vasbieva^{1,*}, V. R. Yamaltdinova¹, and N. E. Zavyalova¹

¹Perm Federal Research Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Perm region, Lobanovo, 614532 Russia

*e-mail: vasbieva@mail.ru

The change in the gross content of potassium its easily mobile (extract 0.01 M $CaCl_2$), mobile (according to Kirsanov) and non-exchangeable (according to Gedroits) compounds in a meter-long layer of soddy-podzolic heavy loamy soil (Albic Retisol (Abruptic, Aric, Loamic)) during long-term extensive cultivation was studied crops and fertilizer application. The studies were carried out in a long-term stationary experiment established in 1968 in the Perm region. We experimentally studied organic (cattle manure), mineral and organomineral fertilizer systems, leveled by nutrients (control – without fertilizers, manure 10 and 20 t/ha per year, NPK equivalent to 10 and 20 t of manure, manure 5, 10 and 20 t/ha + NPK equivalent to manure). Eight-field fallow-grain-row crop rotation. An assessment of changes in the potassium regime of arable soil was carried out in comparison with a virgin analogue (grass-forb meadow). It was established that long-term cultivation of agricultural crops (almost 50 years)

without the use of fertilizers led to a decrease in the gross reserves of potassium (by 13%), its mobile compounds (by 43%) in the 0–20 cm layer, and the reserves of easily mobile compounds (by 40%) in a meter layer. The saturation of arable land with fertilizers and the type of fertilizer system influenced the direction of changes in the potassium regime of the soil. The accumulation of easily mobile, mobile and non-exchangeable potassium compounds as a result of long-term use of fertilizers was noted maximum in the 0–40 cm layer; in deeper layers (40–100 cm), on the contrary, a tendency was observed to decrease the content of these forms of potassium (relative to the option without fertilizers). Maintenance of gross potassium reserves in the soil in a layer of 0–20 cm at the level of the virgin analogue (46 t/ha) was noted when using an organomineral fertilizer system with a manure saturation of 10 t/ha per year + NPK equivalent to manure, an increase in reserves to 49 t/ha with manure saturation 20 t/ha per year + NPK equivalent to manure.

Keywords: long-term experience, organic and mineral fertilizers, potassium balance, gross potassium content, non-exchangeable, mobile and easily mobile potassium compounds

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.4

ПОДХОД К ИНТЕГРАЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ ПОЧВ ЛЕСОПАРКОВ МОСКВЫ В КОНТЕКСТЕ ЭКОСИСТЕМНЫХ СЕРВИСОВ И ДИССЕРВИСОВ

© 2024 г. Н.Д. Ананьева^{a,*} (<https://orcid.org/0000-0002-0434-6071>),
К. В. Иващенко^{a, b} (<https://orcid.org/0000-0002-3793-3977>),
С. А. Урабова^a (<https://orcid.org/0009-0009-7346-0853>),
В. И. Васенев^{b, c} (<https://orcid.org/0000-0003-0286-3021>),
А. В. Долгих^d (<https://orcid.org/0000-0002-9316-9440>),
А. Ю. Горбачева^e (<https://orcid.org/0000-0002-7097-5378>),
Э.А. Довлетярова^b (<https://orcid.org/0000-0003-4296-9015>)

^aИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия

^bРоссийский университет дружбы народов, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

^cГруппа географии почв и ландшафтов, Университет Вагенинген, Вагенинген, 6700 Нидерланды

^dИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

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

*e-mail: ananyeva@rambler.ru

Поступила в редакцию 01.03.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

Экосистемные сервисы (услуги) являются современным инструментом экологической оценки, планирования и проектирования в крупных городах. В городских лесопарках Москвы (Алешкинский, Битцевский, Лесная опытная дача, Тропаревский, Лианозовский, Юго-Западный) и пригородных (фоновых) лесах отбирали образцы верхнего слоя 0–10 см дерново-подзолистой почвы (Albic Retisols). В лесопарках отобрано 30 образцов (6×5 площадок), в фоновых лесах – 20 (4×5 площадок), всего 50. В почвенных образцах определяли содержание углерода (C), азота (N), фосфора (P), тяжелых металлов (Pb, Cu, Ni, Zn), нитратного азота ($N-NO_3^-$); C, N, P микробной биомассы ($C_{\text{мик}}$, $N_{\text{мик}}$, $P_{\text{мик}}$) методом фумигации-экстракции и скорость базального (микробного) дыхания. Рассчитывали долю $C_{\text{мик}}$, $N_{\text{мик}}$, $P_{\text{мик}}$ в содержании этих элементов в почве ($C_{\text{мик}}/C$, $N_{\text{мик}}/N$, $P_{\text{мик}}/P$). Показатели базального дыхания, $C_{\text{мик}}/C$, $N_{\text{мик}}/N$ и $P_{\text{мик}}/P$, которые могут характеризовать циклы биофильных элементов в почве, предложено ассоциировать с поддерживающим экосистемным сервисом, а загрязнение (TM , $N-NO_3^-$) – с экосистемным диссервисом. Выявлено, что значения базального дыхания, $C_{\text{мик}}/C$, $N_{\text{мик}}/N$ и $P_{\text{мик}}/P$ каждого изученного лесопарка были в среднем меньше фонового аналога на 4–72%, а содержание Pb, Cu, Ni, Zn, $N-NO_3^-$ – напротив, больше на 14–194%. Для количественной оценки экологического состояния почв по перечисленным показателям предложен расчет интегрального индекса почвы в баллах, который в городских лесопарках был на 32–72% меньше фонового аналога, принятого за 1. Оказалось, что значение интегрального индекса почвы в Битцевском лесопарке (площадь 2208 га) было наибольшим (0.68 балла), а в Лианозовском (44 га) – наименьшим (0.28 балла).

Ключевые слова: мегаполис, микробная биомасса, углерод, азот, фосфор, тяжелые металлы

DOI: 10.31857/S0032180X24120157, **EDN:** JCHLCR

ВВЕДЕНИЕ

Человечество существенно зависит от природного капитала, снижение или частичная утрата которого является одним из основных современных вызовов на пути устойчивого развития [24, 46]. Для оценки этого капитала используют определение экосистемных сервисов (услуг) – экономических благ, получаемых человеком от взаимодействия с природой [26, 31]. Исследователи выделяют четыре основные группы экосистемных сервисов: обеспечивающая (продукты питания, материалы, волокно, топливо, вода, пул генов, фармацевтические препараты), поддерживающая (педогенез, круговорот элементов, водный цикл, рост растений, биоразнообразие), регулирующая (газовый состав атмосферы и климат, качество воды, повышение устойчивости растений к болезням, детоксикация почв) и культурная (эстетика, рекреация) [16, 46].

Почва является ключевым компонентом наземной экосистемы, функционирование которой тесно связано с выполнением экосистемных сервисов [16]. Однако наряду с экосистемными сервисами, в последние десятилетия используют понятие экосистемных “диссервисов”, определяющих риск или ущерб для благополучия человека [30, 44, 48, 49, 55, 56].

Глобальная урбанизация увеличивает шанс признания важности городских почв, в том числе в аспектах выполняемых ими экологических функций и экосистемных сервисов [3, 13, 49, 50]. Городские почвы часто рассматривают с точки зрения их материальной ценности (собственность, строительство), но почти не принимают во внимание их способность обеспечивать экологические функции и, связанные с ними, экосистемные сервисы [1, 11–13, 49]. Исследователи подчеркивают, что такая способность городских почв должна выполнять ключевую роль в устойчивом функционировании города [2, 11–13, 53, 59]. Поэтому важно понимать, какие свойства почвы следует рассматривать как индикаторы ее экологических функций для оценки ассоциированных с ними экосистемных сервисов и диссервисов [11–13, 16, 60]. Показатели почвенно-гого микробиома активно внедрены в национальные и международные программы изучения и мониторинга почв [24, 26, 71]. Это связано с тем, что почвенные микроорганизмы ответственны за многие экологические функции в биосфере [5] и являются индикаторами широкого спектра обеспечивающих, поддерживающих и регулирующих экосистемных сервисов [1, 16, 54]. Показано, что микробная минерализация органического вещества (почвенное микробное дыхание), содержание С, N, P микробной биомассы и особенно их доля в содержании этих почвенных элементов являются информативными индикаторами функционирования почвы,

которые, в свою очередь, могут быть полезны для оценки экосистемных сервисов городских почв, связанных с круговоротом биофильных элементов, газовым составом атмосферы и климата [1, 54, 63].

Диссервисы городских экосистем связывают, прежде всего, с негативными последствиями для здоровья человека: аллергенная пыльца, животные как переносчики разных заболеваний, тяжелые металлы (ТМ), металлоиды и другие поллютанты [40, 49]. Наиболее типичными поллютантами городских почв являются ТМ [4, 64], которые обладают высокой устойчивостью к химическому и биологическому разложению, способны накапливаться в почвах, увеличивая, тем самым, потенциальный риск неврологических, респираторных и онкологических заболеваний человека [10, 36, 47]. Отмечают, что загрязнение городских почв ТМ является одним из основных экологических диссервисов, снижающих их социально-экономическую и экологическую ценность [49].

Для городских почв характерно также загрязнение азотистыми соединениями [28, 43], которое обусловлено сжиганием углеводородного сырья стационарными (производство и распределение электроэнергии, газа, воды) и мобильными (автотранспорт) источниками. Установлено, что в современную атмосферу попадают соединения азота (NO_3 , NH_4 , NO_x), количество которых возросло на 200% по сравнению с доиндустриальным периодом [51]. Эти атмосферные загрязнители с осадками (снег, дождь) и твердыми выпадениями (пыль, взвеси и др.) довольно быстро попадают на поверхность растений и почвы, что гипотетически может привести к насыщению азотом наземных экосистем [15, 17]. К настоящему времени накоплен экспериментальный материал, свидетельствующий об откликах почвы на избыточное поступление соединений этого элемента, которое приводит к ее подкислению [52], снижению растительного разнообразия [42] и изменению в составе почвенного микробного сообщества [68, 69]. Подсчитано, что атмосферные выпадения соединений азота составляют в настоящее время от 1 до 100 кг N/(га год) [70], а территории с их высокими показателями (например, городские и промышленные) являются объектами наиболее пристального внимания исследователей [57, 65]. Кроме того, городские почвы могут быть обогащены и другим биофильным элементом – фосфором, который поступает в виде органических и минеральных удобрений, остатков пищи и других антропогенных отходов [21, 67]. Показано, что содержание общего и подвижного фосфора в почве лесопарков города Нанкина (Китай) возрастило на 168 и 131% по сравнению с таковыми пригородных аналогов [21]. Выявлено, что избыток фосфора в городской почве может способствовать ускорению минерализации ее органического вещества [21] и быть источником

загрязнения природных вод [67]. Следовательно, загрязнение городских почв ТМ, избытком азота и фосфора может оказывать негативное влияние на их функционирование, а значит служить в определенной степени индикатором, ассоциированным с экосистемным диссервисом.

В настоящее время активно разрабатываются подходы к количественной оценке почвы как ресурса, обеспечивающего различные блага для человека, в наиболее понятном для него денежном эквиваленте [11, 12, 22, 48]. В таких оценках рассматриваются, прежде всего, экосистемные сервисы и почти не учитываются диссервисы, которые связаны с материальными затратами по их устраниению.

Цель работы – предложить интегральную оценку почвы городской зеленой инфраструктуры мегаполиса на основе индикаторных показателей, связанных с обеспечением экосистемных сервисов (цикл биофильных элементов) и диссервисов (загрязнение ТМ, азотом, фосфором), для ее возможного применения в дальнейшем экономическом анализе благ и ущерба.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для исследования выбраны почвы шести городских лесопарков Москвы (Алешкинский лес, Битцевский лесопарк, Лесная опытная дача (заказник “Петровско-Разумовский”), Ландшафтный заказник “Тропаревский”, Лианозовский парк, Юго-Западный лесопарк), расположенных в разных административных округах, преимущественно на севере и юге столицы (рис. 1, табл. 1). Выбранные лесопарки расположены преимущественно среди жилой застройки, вдали от крупных промышленных предприятий столицы. Площадь каждого исследуемого лесопарка составляет от 44 до 2208 га, причем в трех из них – около 200 га. Пригородные (фоновые) лесные территории (Клязьминский лес, лесной массив близ г. Лыткино, лесной массив близ пос. Радиоцентр, Шишkin лес) были выбраны на расстоянии 8–40 км от ближайшей лесопарковой точки исследования. Критерии выбора объектов исследования, их характеристика и подробный дизайн отбора почвенных образцов описаны ранее [2]. В лесопарках и фоновых лесах диагностирована ненарушенная дерново-подзолистая почва (*Albic Retisols*) со схожим составом древостоя, возраст которого не менее 60 лет. В каждом лесопарке и фоновом лесу выбирали ровный участок с уклоном менее 1°–2°, на котором располагалось пять площадок (10 × 10 м, расстояние друг от друга не менее 400 м) для отбора (август–сентябрь 2020 г.) почвенных образцов верхнего 0–10 см гумусово-аккумулятивного слоя почвы (метод конверта, смешанный образец). В лесопарках отобрано 30 образцов (6 × 5 площадок), на фоновых участках – 20 (4 × 5 площадок), всего 50.

Химические и физические свойства почвы. Содержание общего углерода (С) и азота (N) определяли после сжигания почвы в токе кислорода на анализаторе CHNS-932 (1100°C; LECO Corg, США). Содержание общего фосфора (P) и валовых форм тяжелых металлов (Pb, Cu, Ni, Zn) в почве измеряли с помощью портативного рентгено-флуоресцентного анализатора (Olympus Vanta C, США), нитратного (N-NO₃⁻) азота – по ГОСТ 26951-86. Значение pH измеряли в водной суспензии (почва : вода 1 : 2.5) потенциометрическим методом (pH-метр Эксперт-pH, Россия). Гранулометрический состав почвенных образцов определяли в водных суспензиях почвы после их ультразвуковой обработки методом лазерной дифракции с помощью лазерного дифрактометра Microtrac S3500 Bluelwave (США) [14].

Микробные свойства почвы. Образование CO₂ почвой (базальное дыхание, БД), характеризующее потенциальную скорость минерализации органического вещества почвенными микроорганизмами, оценивали после ее инкубации (24 ч) при 22°C [35]. Содержание углерода микробной биомассы (C_{мик}) определяли методом фумигации–экстракции, который основан на фумигации почвенного образца хлороформом (24 ч, приводит к разрушению микробных клеток) с последующей экстракцией раствором 0.05 M K₂SO₄ [20, 34]. Почвенный образец без обработки хлороформом (нефумигированный) служил контролем. В экстрагируемом растворе из фумигированного и нефумигированного образцов определяли содержание С и N с использованием CN-анализатора Shimadzu (Япония) [45]. Содержание C_{мик} и азота (N_{мик}) микробной биомассы рассчитывали по разности этих элементов в фумигированном и нефумигированном образцах, деленной на эмпирический коэффициент (0.45 и 0.54 соответственно), который учитывает их неполный переход из почвы в раствор [20, 37].

Для определения содержания фосфора микробной биомассы (P_{мик}) готовили две пробирки (объем каждой 50 мл) с почвенной суспензией (3 г почвы и 30 мл дистиллированной воды). В одну из пробирок вносили анион-обменную мембрану (551642S, VWR International, Darmstadt, Germany) и 0.3 мл хлороформа (фумигированный образец), в другую – 0.3 мл воды (нефумигированный образец), закрывали плотно крышками и помещали на лабораторный шейкер (200 об./мин) на 24 ч при комнатной температуре. Поверхность мембраны (площадь около 8 см²) насыщена анионом слабой кислоты (бикарбонатом), что способствует поглощению P из почвенной суспензии [38, 66]. Применение таких мембран позволяет избежать активной сорбции выделившихся фосфатов поверхностью почвенных глинистых минералов и органо-минеральных комплексов. После обработки суспензии на шейкере мембрану извлекали, промывали

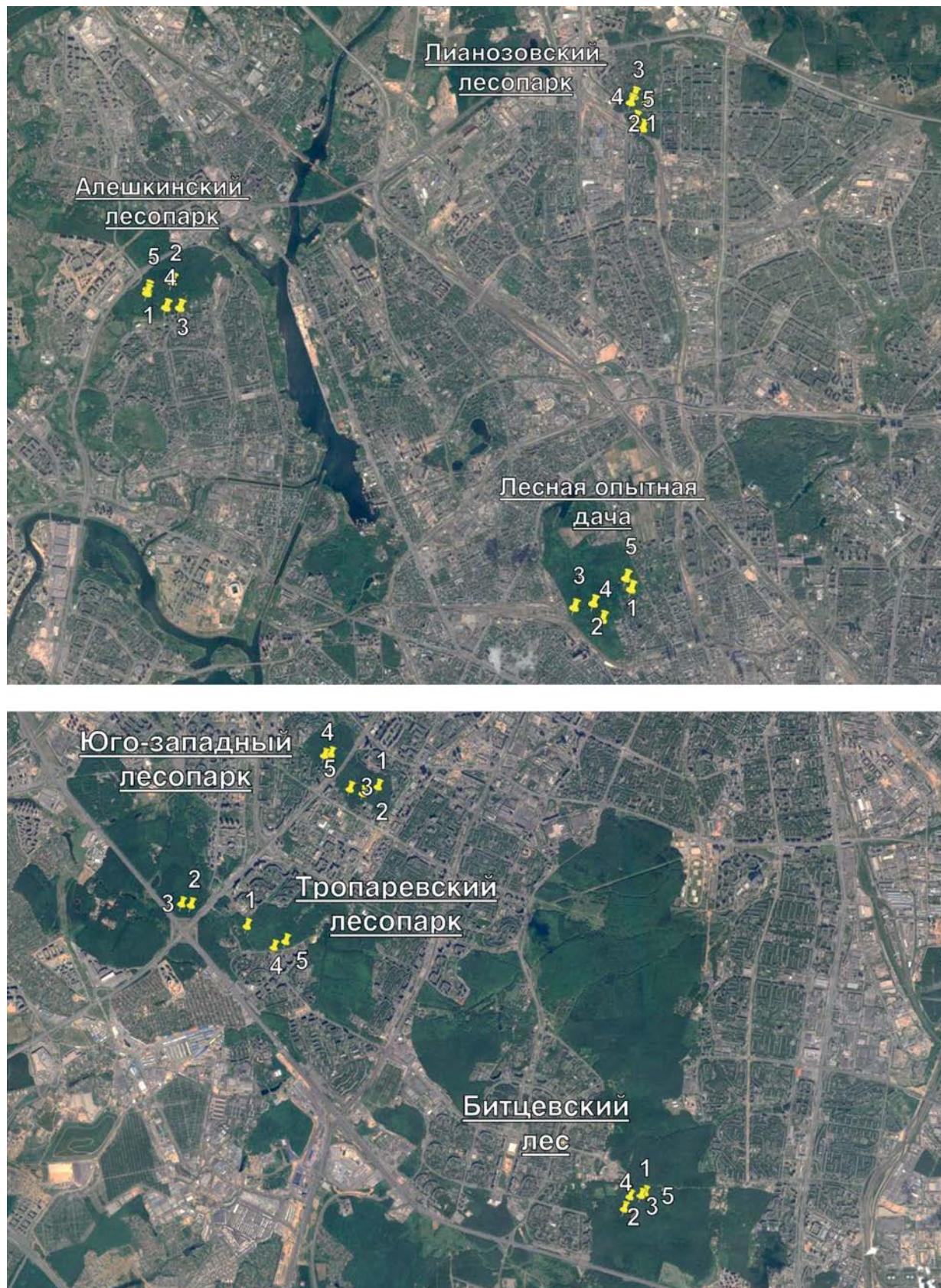


Рис. 1. Расположение точек отбора образцов (1–5) в лесопарках Москвы.

Таблица 1. Городские лесопарки (S , площадь) и пригородные фоновые леса Москвы, местоположение площадок отбора (ПО, всего 5 для каждого объекта) почвенных образцов и состав их основного древостоя

Объект (округ)	S , га	ПО	Координаты, N/E	Древостой*
Городской лесопарк (административный округ**)				
Лесная опытная дача (С)	257	1	55.817972/37.558843	1QR,1AP
		2	55.815573/37.547537	1PaK,1QR
		3	55.814887/37.541857	1QR,1Tc
		4	55.81287/37.55025	2QR
		5	55.819803/37.557347	2QR,Pt
Алешкинский (С3)	240	1	55.867802/37.414247	1QR,1AP
		2	55.86966/37.421788	2Pt,1AP
		3	55.865252/37.424107	1Tc
		4	55.865312/37.419978	1BA,1QR
		5	55.868428/37.414408	1QR
Лианозовский (СВ)	44	1	55.899745/37.563593	1QR,1PaK
		2	55.8998/37.55886	2BA,1AP,1QR
		3	55.900603/37.558287	1Pt,1QR
		4	55.896877/37.560283	1Pt,1QR
		5	55.895438/37.562412	1QR
Тропаревский (З)	219	1	55.643008/37.581855	1Tc,1PaK
		2	55.642363/37.462127	1PaK,1BA
		3	55.642672/37.459895	1BA,2AP
		4	55.635303/37.480988	2Tc,1QR
		5	55.635958/ 37.483993	1Tc
Битцевский (ЮЗ)	2208	1	55.595885/37.561968	1QR,1Tc
		2	55.595892/37.559303	1PaK,1Pt,1Tc
		3	55.592915/37.553147	1PaK,1AP,1Tc
		4	55.594327/37.557603	4Tc,1QR
		5	55.596175/37.563025	3Tc
Юго-западный (ЮЗ)	102	1	55.655633/37.510455	2AP,1QR
		2	55.654955/37.50662	1QR,1U1
		3	55.655775/37.503607	1QR
		4	55.660723/37.498357	1Tc,2BA
		5	55.66084/37.499993	1BA,1AP
Фоновый лес (направление от города***)				
Клязьминский (С-В)/Мытищи		1	55.972250/37.592283	2Pt,1PaK,1QR
		2	55.968653/37.577585	2PaK,1QR
		3	55.968067/37.572707	2Tc,1QR,1PaK
		4	55.963027/37.579443	2QR,1Pt,1PaK
		5	55.962262/37.57551	2QR,2PaK

Окончание табл. 1

Объект (округ)	S , га	ПО	Координаты, N/E	Древостой*
Близ пос Лыткино (С-3)		1	56.016487/36.977357	1AP,1PaK
		2	56.017583/36.97799	2Pt,1AP,1PaK
		3	56.012248/36.974648	1PaK,1QR
		4	56.017508/36.982393	1Pr,1AP,1PaK
		5	56.015567/36.982131	1Pt,1PaK
Близ пос. Радиоцентр (Ю)		1	55.561703/37.363892	1QR,1PaK
		2	55.56206/37.365942	1QR,1Tc
		3	55.56170/37.366317	2QR
		4	55.5617/37.365627	1PaK,1BA
		5	55.561478/37.36567	1QR,1BA
Шишкин (Ю-3)		1	55.387742/37.128108	2Tc,1Pt,1QR,1PaK
		2	55.388202/37.129957	1QR,1Tc,2Pt
		3	55.387932/37.132783	4Tc,2PaK
		4	55.388877/37.133173	1Tc,2QR,1Pt,1PaK
		5	55.390003/37.134537	1QR,2Pt

* QR – *Quercus Robur* L.; AP – *Acer Platanoides* L.; Pt – *Populus tremula*; Tc – *Tilia cordata* Mill; BA – *Betula Alba*; PaK. *Picea abies* (L.) Kars; Ul – *Ulmus laevis*.

** С – северный; С3 – северо-западный; СВ – северо-восточный; ЮЗ – юго-западный; З – западный.

*** С-В – северо-восточное; С-3 – северо-западное; Ю – южное; Ю-З – юго-западное.

проточной дистиллированной водой, переносили в 50 мл раствора 0.25 M H_2SO_4 и снова помещали на шейкер (3 ч) для выделения Р в раствор. Содержание Р в фумигированном и нефумигированном образцах определяли с помощью эмиссионного спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (Avio 200, Сингапур). Содержание $P_{\text{мик}}$ рассчитывали по разнице показаний в фумигированном и нефумигированном вариантах, которую корректировали на фактор почва-специфичной экстракции, равный 0.30 [19].

Рассчитывали долю $C_{\text{мик}}$, $N_{\text{мик}}$ и $P_{\text{мик}}$ в общем содержании этих элементов в почве ($C_{\text{мик}}/C$, $N_{\text{мик}}/N$, $P_{\text{мик}}/P$, %).

Микробиологические анализы выполнены в предварительно инкубированных образцах почвы (60% полной влагоемкости, 72 ч, 25°C) [25].

Интегральный индекс почвы. Для расчета интегрального индекса почвы (ИИП) принимали во внимание микробные (величина БД, отношение $C_{\text{мик}}/C$, $N_{\text{мик}}/N$, $P_{\text{мик}}/P$) и химические (содержание $N-NO_3^-$, Pb, Cu, Ni, Zn) показатели, характеризующие цикл биофильных элементов и наличие загрязнения, которые ассоциировали с экосистемным сервисом и диссервисом соответственно. Последовательность расчета ИИП следующая:

1) расчет отклонения среднего значения каждого показателя от такого фона (%); 2) суммирование всех отклонений для каждого лесопарка; 3) расчет ИИП почвы лесопарка согласно уравнению:

$$\text{ИИП (балл)} = 1 - (\sum_{i=9} DV_i / 900),$$

где DV_i – отклонение среднего значения i -го показателя почвы лесопарка от фона (%), 900 – сумма максимальных отклонений для девяти показателей (%), 1 – значение ИИП для фоновых лесов.

Статистическая обработка данных. Химические показатели почвы были оценены в двух повторностях, микробиологические – в трех, данные рассчитывали на ее сухой вес (105°C, 8 ч). Статистическую обработку и визуализацию экспериментальных данных выполняли в среде программирования R 4.0.4 (R Core Team 2020). Сравнение химических и микробных показателей почвы каждого изученного лесопарка с таковыми фоновых лесов выполняли с использованием статистического критерия Даннета. Пространственное варьирование химических и микробных показателей почвы в каждом лесопарке и всех фоновых лесах оценивали коэффициентом вариации (Cv), который определяли как отношение стандартного отклонения к среднему, выраженное в процентах.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В предыдущей работе [2] проводили усредненную оценку физических, химических (всего 21) и микробных (всего 11) показателей почвы городских лесопарков Москвы и фоновых лесов. В настоящей работе сосредоточились на оценке некоторых физических (содержание ила и песка), химических (значение pH, содержание C, N, P, TM, N-NO₃⁻) и микробных (БД, C_{мик}, N_{мик}, P_{мик}, C_{мик}/C, N_{мик}/N, P_{мик}/P) показателей почвы каждого из шести изученных лесопарков мегаполиса и сравнили их с таковыми всех фоновых лесов (табл. 2, 3). Показатели почвы каждого изученного лесопарка сравнивали с фоновыми аналогами, которые характеризуют северное и южное направление от Москвы, а также разную удаленность от городской точки исследования (8–40 км). Это позволяет увеличить представительность фоновых почв и минимизировать возможное влияние на них разных антропогенных факторов (относительная близость мегаполиса).

Химические и физические показатели почвы. Значение pH почв лесопарков составило 4.7–5.5, содержание илистых частиц (0.002–0.05 мм) – 62.4–73.7%, песка (0.05–2.00 мм) – 19.0–31.1%, что позволяет считать их гранулометрический состав суглинистым. В почвах четырех лесопарков (Алешкинский, Лесная опытная дача, Тропаревский, Юго-западный) содержание С было сопоставимо с фоновыми аналогами, однако в Лианозовском – оно превышало фон в среднем на 36% ($p < 0.001$), а в Битцевском – напротив, было меньше на 29% ($p < 0.05$) (табл. 2). Содержание N в почве Алешкинского, Лианозовского и Тропаревского лесопарков оказалось значимо больше такового фоновых лесов (в среднем на 24–32%), а в Битцевском – напротив, в среднем на 16% меньше ($p < 0.05$). Содержание N-NO₃⁻ в почвах пяти лесопарков и фоновых лесов не отличалось значимо, исключение составил Алешкинский лесопарк, в котором этот показатель превышал фон в среднем 3 раза. Следует отметить, что значение Cv для содержания C, N, P в почвах лесопарков (7–12, 4–19, 24–41% соответственно) было сопоставимо с фоном (11, 12, 24%). Однако значение Cv для содержания N-NO₃⁻ было выше как в почвах лесопарков (24–94%), так и фоновых лесов (106%).

В почвах лесопарков выявлено значимое превышение содержания TM по сравнению с фоновыми лесами. В Лианозовском лесопарке содержание всех определяемых элементов превышало фон в среднем на 71–228%, в Тропаревском и Юго-Западном – (на 131–141%, для Ni, Cu и Zn), в Лесной опытной даче – (на 37–162%, для Cu и Pb), в Алешкинском – (на 122–130%, для Cu и Zn). Следует отметить, что Cv содержания TM в почвах лесопарков составлял от 6 до 29%, для фона меньше – 12–17%.

Таким образом, содержание биофильных элементов (C, N, P) в почвах городских лесопарков оказалось в целом сопоставимо с таковым фоновых аналогов. При этом, в почве Битцевского лесопарка содержание C, N и N-NO₃⁻ оказалось в среднем меньше фона, а в Лианозовском – напротив, в среднем больше. Содержание TM в почве каждого лесопарка существенно превышало таковое фоновых лесов, причем в Лианозовском лесопарке – превышение было наиболее значимым ($p < 0.001$).

Микробные показатели почвы. Дыхание почвенных микроорганизмов (БД) является важным компонентом углеродного цикла. Выявлено, что в почвах четырех лесопарков (Алешкинский, Лианозовский, Тропаревский, Юго-западный) величина БД не отличалась значимо от фоновых аналогов, однако в Битцевском и Лесной опытной даче она была значимо меньше (в среднем на 47–53%), что можно объяснить низким содержанием C в почвах этих лесопарков. Содержание C_{мик}, N_{мик} и P_{мик} в почвах лесопарков в целом не различалось значимо по сравнению с фоном. Однако величина C_{мик} в почве Битцевского лесопарка оказалась значимо меньше фона (в среднем в 1.9 раза), а P_{мик} в Алешкинском – напротив, значимо больше (в среднем в 1.9 раза). Кроме того, в почве Битцевского лесопарка отмечено низкое содержание N_{мик} и P_{мик}, которое в среднем в 2.6 и 2.2 раза меньше фонового аналога. Очевидно, что почвенная микробная биомасса Битцевского лесопарка обеднена биофильными элементами, что связано, скорее всего, с низким содержанием C и N почвы.

Доля C_{мик}, N_{мик} и P_{мик} в содержании этих элементов в почвах почти всех изученных лесопарков не отличалась значимо от фона. Однако в почве Алешкинского лесопарка отношения C_{мик}/C и N_{мик}/N были значимо меньше фона, в среднем в 1.7 и 3.6 раза. Следует отметить, что значение Cv для определяемых микробных показателей почвы лесопарков и фоновых лесов было сопоставимым (12–85 и 27–90% соответственно), что и позволяет использовать их средние значения для дальнейшего расчета ИИП почвы.

Интегральный индекс почвы. Рассчитали изменение (отклонение, DV_i) почвенных микробных (БД, C_{мик}/C, N_{мик}/N и P_{мик}/P) и химических (TM, N-NO₃⁻) показателей (средние значения) в каждом изученном городском лесопарке по отношению к фоновому аналогу и выразили его в процентах (табл. 4). Так, например, БД почвы Алешкинского лесопарка (1.3 мкг C-CO₂/(г ч)) оказалось в среднем на 13% меньше такового фонового аналога (1.5 мкг C-CO₂/(г ч)), следовательно, DV_i равен 13%. DV_i микробных показателей почвы лесопарков характеризует в целом их уменьшение относительно фона (зеленый цвет ячеек табл. 4). Другими словами, значение DV_i для 22-х микробных показателей в почвах лесопарков (всего 24)

Таблица 2. Значение рН, содержание ила (0.002–0.05 мм) и песка (0.05–2.00 мм), улперола (C), общего и нитратного азота (N и N-NO₃⁻), фосфора (P), никеля (Ni), меди (Cu), цинка (Zn) и свинца (Pb) в почве лесопарков (ЛСП) Москвы (АЛ – Алешкинский; БЦ – Битцевский; ЛОД – Лесная опытная дача; ЛН – Лианозовский; ТР – Тропаревский; Ю-3 – Юго-западный) и пригородных фоновых лесов (ФЛ)

ЛСП/ФЛ (n)	pH _{H₂O}	Ил/песок	C г/кг	N	N-NO ₃ ⁻	P	Ni	Mg/Kг	Cu	Zn	Pb
АЛ (5)	5.0 ± 0.5 (10)	73.7 ± 4.2 (6)/ 19.1 ± 4.3 (22)	41.4 ± 9.5 (23)	3.1 ± 0.6** (19)	36.5 ± 30.2* (83)	724 ± 298 (41)	23.2 ± 3.3 (14)	21.8 ± 1.3* (6)	71.2 ± 11.2* (16)	20.2 ± 2.0 (10)	
БЦ (5)	5.5 ± 0.3 (6)	69.3 ± 7.1 (10)/ 20.3 ± 7.7 (38)	29.3 ± 3.3* (11)	2.1 ± 0.2* (9)	6.4 ± 4.0 (62)	516 ± 127 (25)	23.0 ± 6.5 (28)	19.6 ± 5.7 (29)	67.8 ± 12.8 (19)	20.8 ± 5.6 (27)	
ЛОД (5)	4.7 ± 0.1 (3)	62.4 ± 3.8 (6)/ 31.1 ± 4.4 (14)	31.9 ± 3.3 (10)	2.2 ± 0.1 (4)	27.9 ± 6.6 (24)	705 ± 215 (30)	17.8 ± 1.6 (9)	26.8 ± 3.2*** (12)	59.6 ± 9.3 (16)	28.6 ± 2.1*** (7)	
ЛН (5)	5.5 ± 0.3 (6)	68.0 ± 3.9 (6)/ 25.3 ± 4.7 (18)	49.3 ± 3.4*** (7)	3.3 ± 0.3*** (9)	34.3 ± 22.3 (65)	763 ± 247 (32)	34.2 ± 5.4*** (16)	35.4 ± 4.9*** (14)	116.2 ± 12.0*** (10)	40.3 ± 10.8*** (27)	
ТР (5)	5.4 ± 0.2 (4)	70.9 ± 4.1 (6)/ 20.5 ± 5.0 (24)	40.7 ± 3.4 (8)	3.2 ± 0.2*** (6)	28.6 ± 20.4 (71)	691 ± 194 (28)	27.6 ± 2.3*** (8)	22.2 ± 1.8*** (8)	82.0 ± 11.0*** (13)	21.4 ± 2.5 (12)	
Ю-3 (5)	5.4 ± 0.1 (3)	72.8 ± 4.1 (6)/ 19.0 ± 4.7 (25)	35.2 ± 4.4 (12)	2.2 ± 0.3 (14)	23.8 ± 22.5 (94)	780 ± 188 (24)	26.4 ± 2.2** (8)	22.2 ± 1.8** (8)	76.4 ± 6.5** (9)	22.2 ± 3.4 (15)	
ФЛ (20)	5.0 ± 0.2 (4)	70.5 ± 5.7 (8)/ 21.8 ± 6.6 (30)	36.3 ± 4.2 (11)	2.5 ± 0.3 (12)	12.4 ± 13.2 (106)	631 ± 152 (24)	20.0 ± 2.8 (14)	16.8 ± 2.8 (17)	58.1 ± 6.9 (12)	17.7 ± 2.7 (15)	

Примечание. Среднее ± стандартное отклонение; различие средних значимо при ***p < 0.001, **p < 0.01, *p < 0.05; n – число площадок; в скобках – коэффициент пространственной вариации, %.

Таблица 3. Базальное дыхание (БД); содержание углерола, азота и фосфора (C_{мик}, N_{мик}, P_{мик}) микробной биомассы и их доля в общем содержании C, N и P почвы в лесопарках (ЛСП) Москвы (АЛ – Алешкинский; БЦ – Битцевский; ЛОД – Лесная опытная дача; ЛН – Лианозовский; ТР – Тропаревский; Ю-3 – Юго-западный) и пригородных фоновых лесов (ФЛ)

ЛСП / ФЛ (n)	БД Мкг C-CO ₂ /(г ч)	C _{мик} Мг/Кг	N _{мик} Мг/Кг	P _{мик} Мг/Кг	C _{мик} /C	N _{мик} /N	P _{мик} /P
АЛ (5)	1.3 ± 0.6 (46)	586 ± 107 (18)	45 ± 19 (42)	101 ± 25*** (25)	1.5 ± 0.3* (20)	1.5 ± 0.7* (47)	16.5 ± 8.7 (53)
БЦ (5)	0.8 ± 0.1** (12)	487 ± 65* (13)	52 ± 18 (35)	24 ± 17 (71)	1.7 ± 0.4 (23)	2.6 ± 1.0 (38)	5.2 ± 4.4 (85)
ЛОД (5)	0.7 ± 0.1*** (14)	695 ± 255 (37)	138 ± 47 (34)	32 ± 12 (37)	2.1 ± 0.6 (28)	5.1 ± 3.3 (65)	4.6 ± 1.4 (30)
ЛН (5)	1.4 ± 0.2 (14)	904 ± 241 (27)	147 ± 77 (52)	62 ± 22 (35)	1.8 ± 0.4 (22)	4.3 ± 2.1 (49)	8.8 ± 4.9 (56)
ТР (5)	1.3 ± 0.2 (15)	847 ± 355 (42)	138 ± 108 (78)	36 ± 21 (58)	2.1 ± 1.0 (48)	4.5 ± 3.6 (80)	5.4 ± 3.3 (61)
Ю-3 (5)	1.1 ± 0.2 (18)	642 ± 172 (27)	71 ± 38 (53)	80 ± 32 (40)	1.9 ± 0.6 (32)	3.3 ± 2.1 (64)	11.2 ± 6.0 (54)
ФЛ (20)	1.5 ± 0.4 (27)	930 ± 366 (39)	135 ± 84 (62)	53 ± 31 (58)	2.6 ± 0.8 (31)	5.4 ± 3.2 (69)	9.8 ± 8.8 (90)

Примечание. Среднее ± стандартное отклонение; различие средних значимо при ***p < 0.001, **p < 0.01, *p < 0.05; n – число площадок; в скобках – коэффициент пространственной вариации, %.

Таблица 4. Изменение (DV_i , %) микробных (БД, базальное дыхание; доля микробного С, N, P в общем содержании этих элементов в почве) и химических (N–NO₃⁻, нитратный азот; тяжелые металлы: Ni, Cu, Zn, Pb) показателей в лесопарках Москвы по сравнению с фоном, которое ассоциировано с циклом биофильных элементов и загрязнением

Показатель АЛ		Лесопарк*				
		БЦ	ЛОД	ЛН	ТР	Ю-З
Цикл биофильных элементов	БД	13	47	53	7	13
	C _{мик} /C	42	35	19	31	19
	N _{мик} /N	72	52	18	20	17
	P _{мик} /P	94	39	46	4	36
<i>Сумма</i> ($\Sigma_{i=4} DV_i$)		221	173	136	62	85
Загрязнение	N–NO ₃ ⁻	194	46	125	177	130
	Ni	16	15	11	71	38
	Cu	30	17	60	111	32
	Zn	23	17	3	100	41
	Pb	14	18	62	128	21
<i>Сумма</i> ($\Sigma_{i=5} DV_i$)		277	113	261	587	262
<i>Общая сумма</i> ($\Sigma_{i=9} DV_i$)		498	286	397	649	347
Вклад**, %		44	60	34	9.5	24
						37

* АЛ – Алешкинский лес; БЦ – Битцевский; ЛОД – лесная опытная дача; ЛН – Лианозовский; ТР – Тропаревский; ЮЗ – Юго-Западный

** Вклад показателей, ассоциированных с поддерживающим сервисом (цикл биофильных элементов); зеленый цвет ячеек – уменьшение показателей по сравнению с фоном; оранжевый – увеличение.

было с отрицательным знаком (означает его снижение), а только два (P_{мик}/P, в Алешкинском и Юго-западном) – с положительным (превышение, ячейки табл. 4 без окрашивания). Значение DV_i для 29-ти химических показателей почв в лесопарках (всего 30) имело положительный знак (превышение содержания, оранжевый цвет табл. 4), а только один – отрицательный (содержание Ni в почве Лесной опытной дачи в среднем меньше на 11% по сравнению с фоном) – ячейка табл. 4 без окрашивания. В целом, есть основание считать, что функционирование почвы городских лесопарков в определенной степени ухудшается и оно обусловлено в целом снижением ее микробной активности и избыточным содержанием ТМ и N–NO₃⁻.

Далее подсчитано, что сумма DV_i для микробных свойств каждого из лесопарков составила от 62 до 221%, причем она была наименьшей для Лианозовского лесопарка, а наибольшей – Алешкинского. Сумма DV_i для химических показателей почвы каждого из лесопарков составила от 113 до 587%, причем она была наименьшей в Битцевском лесопарке, а наибольшей – в Лианозовском. В Битцевском лесопарке вклад суммы DV_i , ассоциированной с поддерживающим сервисом, в общую сумму

отклонений (DV_i) всех измеряемых показателей достигал 60%, а в Лианозовском – всего 9.5%. Другими словами, в Битцевском лесопарке доля “поддерживающего сервиса” (в общей сумме сервиса и диссервиса) оказалась почти в 6 раз выше, чем в Лианозовским.

Чтобы количественно оценить эти разнонаправленные в экологическом и экономическом отношении характеристики (сервис и диссервис) был рассчитан ИИП каждого лесопарка, который проиллюстрирован на рис. 2. Например, в Алешкинском лесопарке отношение $DV_i/900$ составило 0.45 балла (498/900), а в Лианозовском – 0.28 (649/900), что на 55–72% ниже такового фонового аналога, который был принят за единицу.

Итак, оценены микробные и химические свойства почвы лесопарков московского мегаполиса и пригородных фоновых лесов. В почве изученных лесопарков выявлено снижение микробных показателей, характеризующих цикл биофильных элементов, которые можно ассоциировать с поддерживающим экосистемным сервисом. В почве городских лесопарков содержание ТМ и N–NO₃⁻ существенно выше такового фонового аналога, что, в свою очередь, можно связывать с экосистемным

диссервисом. Предложена интегральная количественная оценка, которая позволяет ранжировать почвы лесопарков мегаполиса с точки зрения концепции экосистемных сервисов и диссервисов. Оказалось, что ИИП городских лесопарков ниже фонового аналога на 32–72%, причем он был наименьшим для Лианозовского лесопарка, а наибольшим – для Битцевского, площадь которых составляет 44 и 2208 га соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ

Оценены микробные (цикл С, N, P) и химические (загрязнение ТМ, нитратами и фосфором) показатели почв городских лесопарков, связанные с обеспечением экосистемного сервиса и диссервиса соответственно. Отмечают, что среди базовых экосистемных сервисов цикл питательных элементов и секвестрация С почвой связаны непосредственно с биогеохимическим круговоротом и почвенной эмиссией CO_2 [27]. Содержание С, N, P почвенной микробной биомассы и их доля в общем содержании этих элементах в почве признаны информативными предикторами при изменении землепользования [18, 63].

Выявлено, что микробные показатели (БД , $\text{C}_{\text{мик}}/\text{C}$, $\text{N}_{\text{мик}}/\text{N}$, $\text{P}_{\text{мик}}/\text{P}$) в почвах изученных лесопарков были снижены в среднем на 4–72%. Оказалось также, что в Лианозовском лесопарке уменьшение микробных показателей по сравнению с фоном было менее выражено (на 4–31%) по сравнению с другими (в среднем на 13–72%). Кроме того, содержание С и N в почве Лианозовского лесопарка было высоким по сравнению с фоном, что можно объяснить составом древесной растительности (преобладают дуб черешчатый, осина) и почвенными свойствами (рН 5.5).

В почвах лесопарков выявлено существенное увеличение содержания загрязнителей (ТМ и $\text{N}-\text{NO}_3^-$) по сравнению с фоном, оно составило в среднем от 3 до 194%. В Лианозовском лесопарке превышение загрязнителей было наибольшим (на 71–177%). Именно наличие загрязнителей в почве городской зеленой инфраструктуры приводит к значительному снижению ИИП. Так, для почвы Лианозовского лесопарка доля диссервиса особенно высока, она составила почти 90%. Оказалось, что для большинства изученных лесопарков отмечен весомый вклад диссервиса в ИИП почвы, который составил 54–90%, однако в Битцевском лесопарке он составил только 40%. Вместе с тем возникает вопрос о правомерности такого подхода для расчета ИИП почвы в условиях урбанизации?

Прежде всего, соотнесли содержание ТМ в почвах изученных лесопарков с их предельно допустимыми концентрациями (ПДК) и ориентировочно-допустимыми концентрациями (ОДК). Так, для суглинистых и глинистых кислых почв ($\text{рН} < 5$)

ПДК для Pb составляет 65 мг/кг [8], ОДК для Ni, Cu и Zn – 40, 66 и 110 мг/кг соответственно [7]. Наибольшее содержание ТМ оказалось в почве Лианозовского лесопарка, оно составило в среднем 40.3, 34.2, 35.4 и 116.0 мг/кг для Pb, Ni, Cu и Zn соответственно. Следовательно, в почве этого лесопарка можно отметить лишь небольшое превышение ОДК только для Zn. Другие авторы также показали превышение ОДК для Zn в почве рекреационных зон Москвы [53].

Однако следует учитывать и определенную опасность почвенного загрязнения ТМ для биоты, включая и человека [29, 41, 47]. Особое внимание исследователей в последние годы привлекает оценка неканцерогенного и канцерогенного (например, Cd, Cr, As, Hg) рисков ТМ для здоровья людей разных возрастных категорий. В почвах 28-ми городских лесопарков Гуанджуо (площадь 7434 км², Китай) неканцерогенный риск ТМ (Hazard Index) оказался выше для детей, чем для взрослых [29]. Показан высокий канцерогенный риск Pb, Cd, Cr для детей в результате попадания этих металлов из почвы (преимущественно перорально) лесопарков городов Нью-Йорк (США), Гуанджуо и Ухань (Китай) [29, 41, 47].

В целом предложенная оценка вклада диссервиса в экологическое состояние городских почв (показатель ИИП) может быть дискуссионной и быть предметом дальнейшего исследования.

Следует отметить, что лесопарки западного и юго-западного административных округов (Битцевский, Тропаревский и Юго-Западный) демонстрировали более высокий балл ИИП (вклад сервиса 24–60%), по сравнению с таковым северного (Лесная опытная дача), северо-западного (Алешкинский) и северо-восточного округов (Лианозовский) (вклад сервиса 9.5–44%). По данным Мосэкмониторинга [6], индекс полиметаллического загрязнения почв (Zc) в СВАО и СЗАО составил 4.5 и 6.0 (в среднем для всех функциональных зон), что было выше такового других округов столицы. В этих округах (СВАО, СЗАО) расположены Алешкинский и Лианозовский лесопарки, для которых выявлено наибольшее превышение содержания ТМ по сравнению с фоном. Площадь Лианозовского лесопарка, где отмечено наиболее значимое превышение ТМ, почти в 5 раз меньше Алешкинского (44 и 240 га соответственно). Оказалось, что ИИП почвы этих двух лесопарков существенно меньше фонового аналога, на 55–72. В СВАО (Лианозовский лесопарк) загрязнение почв нефтепродуктами оказалось также наибольшим (136.0 мг/кг). Полученные результаты хорошо согласуются с существующими представлениями о том, что уменьшение площади лесопарков за счет краевой эрозии или фрагментации приводит к снижению или потере их экологических функций [39]. В частности, для Московского мегаполиса было показано, что такая

ключевая экосистемная услуга как охлаждающий эффект парков малого размера (≤ 18 га) выполняется заметно хуже, чем большего (≥ 250 га) [58]. Следует отметить, что доля зеленых насаждений в ЗАО и ЮЗАО мегаполиса выше (14–17%), чем в САО, СЗАО и СВАО (6–9%). Именно в САО, СЗАО и СВАО столицы расположены лесопарки (Алешкинский, Лианозовский, Лесная опытная дача), для почв которых отмечено существенное снижение ИИП по сравнению с таковым фона (рис. 2).

Наличие $N-NO_3^-$ в почве можно считать, с одной стороны, дополнительным источником азота для растений, с другой стороны, исследователи обращают внимание на избыточное, а главное перманентное (хроническое) поступление азота в почву, которое может приводить к дисбалансу

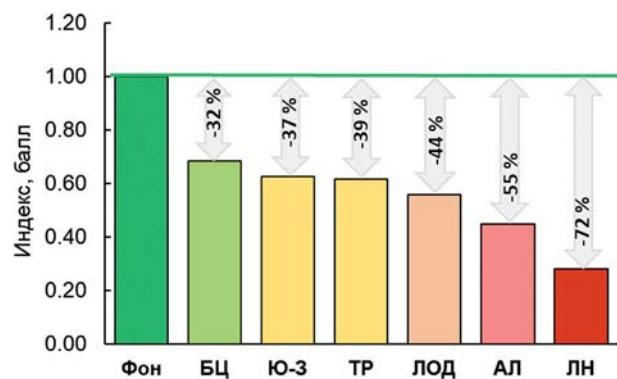


Рис. 2. Интегральный индекс почвы (балл) фоновых лесов и городских лесопарков Москвы: БЦ – Битцевский; Ю-З – Юго-Западный; АЛ – Алешкинский; ЛОД – Лесная опытная дача; ТР – Тропаревский; ЛН – Лианозовский.

Таблица 5. Административный округ (АО) Москвы, его площадь (S), доля зеленых насаждений (ДЗН), загрязнение почвы тяжелыми металлами (индекс Zc) и нефтепродуктами (НП) для разных функциональных зон [6]

АО*	S , км 2	ДЗН, % от S	Zc	НП, мг/кг
			среднее ($n^{**}=299$)	
С	102.5	6	3.3	88.0
СЗ	92.2	9	6.0	62.5
СВ	102.5	9	4.5	136.0
З	194.7	14	3.4	110.0
ЮЗ	112.7	17	2.8	84.5

* С – северный; СЗ – северо-западный; СВ – северо-восточный; З – западный; ЮЗ – юго-западный.

** n – число постоянных площадок наблюдения в Москве.

цикла биофильных элементов [68, 69]. Показано, что на территории Москвы (2561 км 2) в 2021 г. атмосферные выпадения оксидов азота составили 33.41 тыс. т [6], их поступление в почву города достигает в среднем 130.4 кг/га/год. Оксиды азота составили почти 56% всех загрязняющих атмосферу веществ от стационарных источников в Москве в 2021 г. (59.66 тыс. т). Учитывая, что оксиды азота поступают в почву мегаполиса постоянно, то воздействие N на почву следует считать длительным (пролонгированным), способным влиять на биогеохимические циклы в экосистеме. Значительное количество исследований посвящено разнообразным откликам микробного сообщества почвы (минерализация азота, нитрификация) на внесение азота [32, 62]. В промышленно развитом районе Вологодской области атмосферные выпадения минерального азота (NH_4^+ и NO_3^-) на почву лесных экосистем достигали в среднем 6.6 кг N/га/год, а в менее развитом – на 30% меньше (4.7 кг N/га/год) [9]. Оказалось, что в лесных почвах Вологодской области с высоким поступлением атмосферного азота (>6.4 кг N_{мин}/года) выявлено снижение содержания C_{мик} и увеличение удельного дыхания микробного сообщества (qCO_2), что может свидетельствовать об ухудшении его функционирования. Другими авторами показано, что многолетнее внесение минеральных удобрений (аммонийная форма азота, 16–31 кг/(га год) в почву лиственного леса (США) снижало содержание C_{мик} (верхний слой 0–10 см) в среднем на 54%, хвойного – на 45% [61]. Кроме того, в этих экспериментах отмечено уменьшение содержания как грибной, так и бактериальной биомассы почвы. Выявлено, что избыточное внесение азота в почву приводит не только снижению содержания почвенной микробной биомассы, но уменьшению микробного разнообразия [62]. Например, ежегодное внесение высоких доз азотного удобрения (150 кг NH₄NO₃/(га год), 1988–2001 гг.) в лесную почву приводило к снижению содержания микробной биомассы в гумусово-аккумулятивном горизонте, причем в смешанном лесу оно было в 1.6 раза, а сосновом – в 4 раза меньше по сравнению с соответствующими контрольными вариантами [23]. После шести лет внесения азота в почву (100 кг N/(га год), NH₄NO₃) плантации даурской лиственницы (Китай) потенциальная скорость нетто-минерализации и нитрификации существенно возросла, что привело к снижению содержания C_{мик} и N_{мик}, а также их долям в содержании C и N почвы [33].

В настоящем исследовании содержание Р в почве городских лесопарков почти не отличалось от такового фонового аналога, а P_{мик} значимо превышало фон только в Алешкинском лесопарке. Показатель P_{мик}/P в почве изученных лесопарков не различался значимо. Поэтому есть основание считать, что в почве изученных зеленых территорий

мегаполиса избытка фосфора и изменений в его цикле, связанных с микробной активностью, не выявлено.

Следует понимать, что перечень почвенных показателей, ассоциированных с экосистемными сервисами и диссервисами, в том числе в условиях города, может быть расширен. Кроме того, аспекты, связанные с монетизацией экосистемных услуг почвы городских лесопарков, не затрагивались. Вместе с тем предложенный интегральный индекс может быть полезен для экономической оценки экосистемных сервисов почвы разного землепользования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено сравнение химических и микробных свойств дерново-подзолистой почвы шести городских лесопарков Москвы и четырех сопредельных (фоновых) территорий. Микробные свойства почвы, характеризующие циклы основных биофильных элементов, связывали с выполнением поддерживающих сервисов, а химические – с экосистемным диссервисом. Оказалось, что микробные свойства почвы каждого изученного лесопарка (БД , $\text{C}_{\text{мик}}/\text{C}$, $\text{N}_{\text{мик}}/\text{N}$, $\text{P}_{\text{мик}}/\text{P}$) были в среднем на 4–72% меньше фона, а химические (TM , $\text{N}-\text{NO}_3^-$) – на против, на 14–194% больше. Для количественной оценки этих разнонаправленных экологических характеристик предложен расчет интегрального индекса почвы, который позволил ранжировать изученные городские лесопарки мегаполиса. Факторы, влияющие на интегральный индекс почвы городского лесопарка мегаполиса, связан, прежде всего, с его размером (площадь) и рекреационной нагрузкой. Набор почвенных показателей для такой оценки почв, как основного элемента наземной экосистемы, может быть расширен, что позволит более полно отражать их экологические функции в городах и на промышленных территориях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Рекогносировка, организация исследования и лабораторный анализ выполнены при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 19-77-300-12. Анализ содержания фосфора в почве и микробной биомассе выполнен на базе почвенно-экологической лаборатории АТИ РУДН при поддержке Программы стратегического академического лидерства РУДН. Подготовка статьи и статистический анализ экспериментальных данных проведены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема № 122040500037-6).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьева Н.Д., Иващенко К.В., Сушко С.В. Микробные показатели городских почв и их роль в оценке экосистемных сервисов (обзор) // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1231–1246.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21100038>
2. Ананьева Н.Д., Хатит Р.Ю., Иващенко К.В., Сушко С.В., Горбачева А.Ю., Долгих А.В., Кадулин М.С., Сотникова Ю.Л., Васенев В.И., Комарова А.Е., Юдина А.В., Довлетярова Э.А. Биофильные элементы (С, N, P) и дыхательная активность микробного сообщества почв лесопарков Москвы и пригородных лесов // Почвоведение. 2023. № 1. С. 102–117.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22600780>
3. Васенев В.И., Ван Ауденховен А.П., Ромзайкина О.Н., Гаджиагаева Р.А. Экологические функции и экосистемные сервисы городских и техногенных почв: от теории к практическому применению (обзор) // Почвоведение. 2018. № 10. С. 1177–1191.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18100131>
4. Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В. Антропогенные почвы: генезис, география, рекультивация. Смоленск: Ойкумена, 2003. 268 с.
5. Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умаров М.М. Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038>
6. Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2021 году / Под ред. Кульбачевского А.О. М., 2022. 234 с.
7. ГН 2.1.7.2511-09 Ориентировочно-допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве: Гигиенические нормативы. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора. 2009. 10 с.
8. ГН 2.1.7.2041-06 Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве: Гигиенические нормативы. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2006. 15 с.

9. Кудреватых И.Ю., Иващенко К.В., Ананьева Н.Д., Иванищева Е.А. Атмосферные выпадения соединений азота и свойства почвы лесов Вологодской области // Почвоведение. 2018. № 2. С. 155–164. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1802003X>
10. Пляскина О.В., Ладонин Д.В. Загрязнение городских почв тяжёлыми металлами // Почвоведение. 2008. № 7. С. 877–885.
11. Семенюк О.В., Бодров К.С., Стома Г.В., Яковлев А.С. Оценка стоимости экосистемных услуг природного парка “Битцевский лес” // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2019. № 3. С. 23–30.
12. Семенюк О.В., Стома Г.В., Бодров К.С. Оценка стоимости экосистемных услуг городских ландшафтов (на примере г. Москвы) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1535–1548. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21120108>
13. Строганова М.Н., Прокофьева Т.В., Прохоров А.Н., Лысак Л.В., Сизов А.П., Яковлев А.С. Экологическое состояние городских почв и стоимостная оценка земель // Почвоведение. 2003. № 7. С. 867–875.
14. Юдина А.В., Фомин Д.С., Валдес-Коровкин И.А., Чурилин Н.А., Александрова М.С., Головлева Ю.А., Филиппов Н.В., Ковда И.В., Дымов А.А., Милановский Е.Ю. Пути создания классификации почв по гранулометрическому составу на основе метода лазерной дифракции // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1353–1371. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20110143>
15. Aber J., McDowell W., Nadelhoffer K., Magill A., Berntson G., Kamakea M., McNulty S., Currie W., Rustad L., Fernandez I. Nitrogen saturation in temperate forest ecosystems // BioScience. 1998. V. 48. P. 921–934.
16. Adhikari K., Hartemink A.E. Linking soils to ecosystem services – A global review // Geoderma. 2016. V. 262. P. 101–111. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.009>
17. Agren G.I., Bosatta E. Nitrogen saturation of terrestrial ecosystems // Environ. Poll. 1988. V. 54. P. 185–197.
18. Aislabie J., Deslippe J.R. Soil microbes and their contribution to soil services // Ecosystem services in New Zealand – conditions and trends. Lincoln: Manaaki Whenua Press, 2013. P. 112–161.
19. Bilyera N., Blagodatskaya E., Yevdokimov I., Kuzyakov Y. Towards a conversion factor for soil microbial phosphorus // Eur. J. Soil Biol. 2018. V. 87. P. 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2018.03.002>
20. Brookes P.C., Landman A., Pruden G., Jenkinson D.S. Chloroform fumigation and the release of soil nitrogen: A rapid direct extraction method to measure microbial biomass nitrogen in soil // Soil Biol. Biochem. 1985. V. 17. P. 837–842. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(85\)90144-0](https://doi.org/10.1016/0038-0717(85)90144-0)
21. Chen F.-S., Yavitt J., Hu X.-F. Phosphorus enrichment helps increase soil carbon mineralization in vegetation along an urban-to-rural gradient, Nanchang, China // Appl. Soil Ecol. 2014. V. 75. P. 181–188. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apsoil.2013.11.011>
22. Comerford N.B., Franzluebbers A.J., Stromberger M.E., Morris L., Markewitz D., Moore R. Assessment and evaluation of soil ecosystem services // Soil Horizons. 2013. P. 1–14. <https://doi.org/10.2136/sh12-10-0028>
23. Compton J.E., Watrud L.S., Porteous L.A., DeGrood S. Response of soil microbial biomass and community composition to chronic nitrogen additions at Harvard forest // Forest Ecology and Management. 2004. V. 196. P. 143–158. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2004.03.017>
24. Costanza R., d'Are R., de Groot R., Farber S., Grasso M., Hannon B., Limburg K., Naeem S., O'Neill R.V., Paruelo J., Raskin R.S., Sutton P., van den Belt M. The value of the world's ecosystem services and natural capital // Nature. 1997. V. 387. P. 253–260. <https://doi.org/10.1038/387253a0>
25. Environmental Assessment of Soil for Monitoring / Eds. Jones R.J.A. et al. Procedures & Protocols. EUR 23490 EN/5, Office for the Official Publications of the European Communities, Luxembourg. 2008. 165 p. <https://doi.org/10.2788/94366>
26. EU Soil Strategy for 2030 – Reaping the benefits of healthy soils for people, food, nature and climate. Brussels. 17.11.2021 COM (2021) 699 final.
27. Ghaley B.B., Porter J.R., Sandhu H.S. Soil-based ecosystem services: a synthesis of nutrient cycling and carbon sequestration assessment methods // Int. J. Biodiversity Science, Ecosystem Services & Management. 2014. V. 10. P. 177–186. <https://doi.org/10.1080/21513732.2014.926990>
28. Groffman P.M., Pouyat R.V., Cadenasso M.L., Zipperer W.C., Szlavecz K., Yesilonis I.D., Band L.E., Brush G.S. Land use context and natural soil controls on plant community composition and soil nitrogen and carbon dynamics in urban and rural forests // For. Ecol. Manage. 2006. V. 236. P. 177–192.
29. Gu Y.-G., Gao Y.-P., Lin Q. Contamination, bioaccessibility and human health risk of heavy // Applied Geochemistry. 2016. V. 67. P. 52–58.
30. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2016.02.004>
31. Guo R.-Z., Song Y.-B., Dong M. Progress and prospects of ecosystem disservices: an updated literature review // Sustainability. 2022. V. 14. P. 10396. <https://doi.org/10.3390/su141610396>

32. Haines-Young R., Potschin M. The links between biodiversity, ecosystem services and human well-being // *Ecosystem Ecology: A New Synthesis*. Cambridge: University Press, 2010. P. 110–139.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511750458.007>
33. Hu Y., Chen M., Yang Z., Cong M., Zhu X., Jia H. Soil microbial community response to nitrogen application on a Swamp Meadow in the arid region of Central Asia // *Front. Microbiol.* 2022. V. 12. P. 797306.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2021.797306>
34. Hu Y.L., Zeng D.-H., Liu Y.-X., Yu-Lan Zhang Y.-X., Chen Z.-H., Wang Z.-Q. Responses of soil chemical and biological properties to nitrogen addition in a Dahurian larch plantation in Northeast China // *Plant and Soil*. 2010. V. 333. P. 81–92.
<https://doi.org/10.1007/s11104-010-0321-6>
35. ISO 14240-2: Soil quality – determination of soil microbial biomass – Part 2: fumigation-extraction method. Geneva: International Organization for Standardization, 1997.
36. ISO 16072. Soil quality – laboratory methods for determination of microbial soil respiration. Geneva: International Organization for Standardization, 2002.
37. Jiang Y., Shi L., Guang A. long, Mu Z., Zhan H., Wu Y. Contamination levels and human health risk assessment of toxic heavy metals in street dust in an industrial city in Northwest China // *Environ. Geochem. Health*. 2018. V. 40. P. 2007–2020.
38. Joergensen R.G., Mueller T. The fumigation-extraction method to estimate soil microbial biomass: calibration of the kEN value // *Soil Biol. Biochem.* 1996. V. 28. P. 33–37.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(95\)00101-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(95)00101-8)
39. Kouno K., Tuchiya Y., Ando T. Measurement of soil microbial biomass phosphorus by an anion exchange membrane method // *Soil Biol. Biochem.* 1995. V. 27. P. 1353–1357.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(95\)00057-L](https://doi.org/10.1016/0038-0717(95)00057-L)
40. Langella G., Basile A., Giannecchini S., Moccia F.D., Miletì F.A., Munafò M., Pinto F., Terribile F. Soil Monitor: an internet platform to challenge soil sealing in Italy // *Land Degradation and Development*. 2020. V. 31. P. 2883–2900.
<https://doi.org/10.1002/lde.3628>
41. Laumbach R.J., Kipen H.M. Respiratory health effects of air pollution: update on biomass smoke and traffic pollution // *J. Allergy Clinical Immunology*. 2012. V. 129. P. 3–11.
42. Li D., Lu Q., Cai L., Chen L., Wang H. Characteristics of Soil Heavy Metal Pollution and Health Risk Assessment in Urban Parks at a Megacity of Central China // *Toxics*. 2023. V. 11. P. 257.
<https://doi.org/10.3390/toxics11030257>
43. Liu W., Jiang L., Yang S., Wang Z., Tian R., Peng Z., et al. Critical transition of soil bacterial diversity and composition triggered by nitrogen enrichment // *Ecology*. 2020. V. 101. P. 03053.
<https://doi.org/10.1002/ecy.3053>
44. Liu X., Duan L., Mo J., Du E., Shen J., Lu X., Zhang Y., Zhou X., He C., Zhang F. Nitrogen deposition and its ecological impact in China: an overview // *Environ. Poll.* 2011. V. 159. P. 2251–2264.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2010.08.002>
45. Lyytimäki J., Sipilä M. Hopping on one leg – The challenge of ecosystem disservices for urban green management // *Urban Forestry Urban Greening*. 2009. V. 8. P. 309–315.
<https://doi.org/10.1016/j.ufug.2009.09.003>
46. Makarov M.I., Malysheva T.I., Menyailo O.V., Soudzilovskaya N.A., Van Logtestijn R.S.P., Cornelissen J.H.C. Effect of K_2SO_4 concentration on extractability and isotope signature ($\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$) of soil C and N fractions // *Eur. J. Soil Sci.* 2015. V. 66. P. 417–426.
<https://doi.org/10.1111/ejss.12243>
47. MEA, Millennium Ecosystem Assessment: Ecosystems and human well-being: a framework for assessment. Washington, Covelo, London: Island Press, 2003. 155 p.
48. Mielke H.W., Paltzeva A., Gonzales C.R. Novel policies are required to reduce pediatric lead exposure from legacy lead (Pb) in soil and air // *Medical Research Archives*. 2022. V. 10.
<https://doi.org/10.18103/mra.v10i10.3260>
49. Mikhailova E.A., Post C.J., Schlaautman M.A., Post G.C., Hamdi A., Zurqani H.A. The Business Side of Ecosystem Services of Soil Systems // *Earth*. 2020. V. 1. P. 15–34.
<https://doi.org/10.3390/earth1010002>
50. Morel J.L., Chenu C., Lorenz K. Ecosystems services provided by soils of urban, industrial, traffic and military areas (SUITMAs) // *J. Soils Sediments*. 2015. V. 15. P. 1659–1666.
<https://doi.org/10.1007/s11368-014-0926-0>
51. Pickett S.T.A., Cadenasso M.L., Grove J.M., Boone C.G., Groffman P.M., Irwin E., Kaushal S.S., Marshall V., McGrath B.P., Nilon C.H., Pouyat R.V., Szlavecz K., Troy A., Warren P. Urban ecological systems: scientific foundations and a decade of progress // *J. Environ. Management*. 2011. V. 92. P. 331–362.
52. Pinder R.W., Davidson E.A., Goodale C.L., Greaver T.L., Herrick J.D., Liu L. Climate change impacts of US reactive nitrogen // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2012. V. 109. P. 7671–7675.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1114243109>
53. Raza S., Na M., Wang P., Ju X., Chen Z., Zhou J., et al. Dramatic loss of inorganic carbon by nitrogen-induced

- soil acidification in Chinese croplands // *Glob. Chang. Biol.* 2020. V. 26. P. 3738–3751.
<https://doi.org/10.1111/gcb.15101>
54. Romzaykina O.N., Vasenev V.I., Paltseva A., Kuzyakov Y.V., Neaman A., Dovletyarova E.A. Assessing and mapping urban soils as geochemical barriers for contamination by heavy metal(loid)s in Moscow megapolis // *J. Environ. Quality.* 2021. V. 50. P. 22–37.
<https://doi.org/10.1002/jeq2.20142>
55. Saccá A., Caracciolo A.B., Di Lenola M., Grenni P. Ecosystem services provided by soil microorganisms // *Soil Biological Communities and Ecosystem Resilience, Sustainability in Plant and Crop Protection.* Springer Int. Publi. 2017. P. 9–24.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-63336-7_2
56. Shackleton C.M., Ruwanza S., Sanni G.K.S., Bennett S., De Lacy P., Modipa R., Mtati N., Sachikonye M., Thondhlana G. Unpacking Pandora's Box: understanding and categorising ecosystem disservices for environmental management and human well-being // *Ecosystems.* 2016. V. 19. P. 587–600.
<https://doi.org/10.1007/s10021-015-9952-z>
57. Shapiro J., Báldi A. Accurate accounting: How to balance ecosystem services and disservices // *Ecosystem Services.* 2014. V. 7. P. 201–202.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2014.01.002>
58. Sutton M.A., Mason K.E., Sheppard L.J., Sverdrup H., Haeuber R., Hicks W.K. *Nitrogen Deposition, Critical Loads and Biodiversity.* Springer, 2014. 535 p.
59. Varentsov M., Vasenev V., Dvornikov Y., Samsonov T., Klimanova O. Does size matter? Modeling the cooling effect of green infrastructures in a megacity during a heat wave // *Sci. Total Environ.* 2023. V. 902. P. 165966.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023>.
60. Vasenev V.I., Stoervogel J.J., Ananyeva N.D., Ivashchenko K.V., Sarzhanov D.A., Epikhina A.S., Vasenev I.I., Valentini R. Quantifying spatial-temporal variability of carbon stocks and fluxes in urban soils: from local monitoring to regional modelling // *The carbon footprint handbook.* Boca Raton: CRC Press, 2015. P. 185–222.
61. von Döhren P., Haase D. Ecosystem disservices research: A review of the state of the art with a focus on cities // *Ecological Indicators.* 2015. V. 52. P. 490–497.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolind.2014.12.027>
62. Wallenstein M., McNulty S., Fernandez I.J., Boggs J., Schlesinger W.H. Nitrogen fertilization decreases forest soil fungal and bacterial biomass in three long-term experiments // *Forest Ecology and Management.* 2006. V. 222. P. 459–468.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.11.002>
63. Wang C., Liu D., Bai E. Decreasing soil microbial diversity is associated with decreasing microbial biomass under nitrogen addition // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 120. P. 126–133.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.02.003>
64. Yan Y., Wang C., Zhang J., Sun Y., et al. Response of soil microbial biomass C, N, and P and microbial quotient to agriculture and agricultural abandonment in a meadow steppe of northeast China // *Soil Till. Res.* 2022. V. 223. P. 105475.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2022.105475>
65. Yang J.-L., Zhang G.-L. Formation, characteristics and eco-environmental implications of urban soils – A review // *Soil Sci. Plant Nutr.* 2015. V. 61. P. 30–46.
<https://doi.org/10.1080/00380768.2015.1035622>
66. Yang X.J., Wittig V., Jain A.K., Post W. Integration of nitrogen cycle dynamics into the integrated science assessment model for the study of terrestrial ecosystem responses to global change // *Global Biogeochem. Cycles.* 2009. V. 23. P. 18–21.
<https://doi.org/10.1029/2009GB003474>
67. Yevdokimov I., Larionova A., Blagodatskaya E. Microbial immobilisation of phosphorus in soils exposed to drying-rewetting and freeze-thawing cycles // *Biol. Fertil. Soils.* 2016. V. 52. P. 685–696.
<https://doi.org/10.1007/s00374-016-1112-x>
68. Zhang G., Burghardt W., Yang J. Chemical criteria to assess risk of phosphorous leaching from urban soils // *Pedosphere.* 2005. V. 15. P. 72–77.
69. Zhang T., Chen H.Y.H., Ruan H. Global negative effects of nitrogen deposition on soil microbes // *ISME J.* 2018.
<https://doi.org/10.1038/s41396-018-0096-y>
70. Zhou Z., Wang C., Zheng M., Luo Y. Patterns and mechanisms of responses by soil microbial communities to nitrogen addition // *Soil Biol. Biochem.* 2017. V. 115. P. 433–441.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.09.015>
71. Zhuang Q., Lu Y., Chen M. An inventory of global N₂O emissions from the soils of natural terrestrial ecosystems // *Atmospheric Environment.* 2012. V. 47. P. 68–75.
72. Zwetsloot M.J., Bongiorno G., Barel J.M., di Lonardo D.P., Creamer R.E. A flexible selection tool for the inclusion of soil biology methods in the assessment of soil multifunctionality // *Soil Biol. Biochem.* 2022. V. 166. P. 108514.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108514>

An Approach to the Integral Assessment of Soils in Moscow Forest Parks in the Context of Ecosystem Services and Disservices

N. D. Ananyeva^{1,*}, K. V. Ivashchenko^{1, 2}, S. A. Urabova¹,
V. I. Vasenev^{2, 3}, A. V. Dolgikh⁴, A. Yu. Gorbacheva⁵, and E. A. Dovletyarova²

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

²*Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, 117198 Russia*

³*Soil Geography and Landscape Group, Wageningen University, Wageningen, 6700 Netherlands*

⁴*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

⁵*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: ananyeva@rambler.ru

Ecosystem services are a modern tool of environmental assessment, planning and design, especially in large cities. In urban forest parks of Moscow (Aleshkinsky, Bitsevsky, Lesnaya experimental dacha, Troparevsky, Lianozovsky, Yugo-Zapadny) and suburban (background) forests, samples of the upper 10 cm layer of sod-podzolic soil (Albic Retisols) were taken. In forest parks, 30 samples (6×5 sites) were selected, in background areas – 20 (4×5 sites), a total of 50. The content of carbon (C), nitrogen (N), phosphorus (P), and heavy metals (TM: Pb, Cu, Ni, Zn), nitrate nitrogen ($\text{N}-\text{NO}_3^-$); C, N, P of microbial biomass (C_{mic} , N_{mic} , P_{mic}) by fumigation-extraction method and basal (microbial) respiration (BR). The proportion of C_{mic} , N_{mic} , and P_{mic} in the content of these elements in the soil was calculated (C_{mic}/C , N_{mic}/N , P_{mic}/P). The BR, C_{mic}/C , N_{mic}/N and P_{mic}/P), which can characterize the cycles of biophilic elements in the soil, are proposed to be associated with supporting ecosystem services, and pollution (HM, $\text{N}-\text{NO}_3^-$) – with ecosystem disservice. It was revealed that the BR, C_{mic}/C , N_{mic}/N and P_{mic}/P of each studied forest park were on average 4–72% less than the background analogue, and chemical (Pb, Cu, Ni, Zn, $\text{N}-\text{NO}_3^-$) – on the contrary, more by 14–194%. To quantify these ecologically multidirectional soil properties, the calculation of the integral index (II, in points) of the soil was proposed, which in urban forest parks was 32–72% less than the background analogue (it is taken as one). It turned out that the value of soil II in the Bitsevsky forest park (area, 2208 ha) was the largest (0.68 points), and in Lianozovsky (44 hectares) it was the smallest (0.28 points).

Keywords: metropolis, microbial biomass, carbon, nitrogen, phosphorus, heavy metals

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.438.2

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РАДИОНУКЛИДЫ В ПОЧВАХ В РАЙОНЕ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭЛЬКОНСКОЕ ПЛАТО В ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

© 2024 г. П. И. Собакин^{a,*} (<https://orcid.org/0000-0002-9308-122X>),
А. П. Чевычелов^a, А. Н. Горохов^a, Т. С. Айсуева^b

^aИнститут биологических проблем криолитозоны СО РАН, пр-т Ленина, 41, Якутск, 677980 Россия

^bИнститут геохимии им. А.П. Виноградова, ул. Фаворского, 1А, а/я 304, Иркутск, 664033 Россия

*e-mail: radioecolog@yandex.ru

Поступила в редакцию 02.03.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

Проведена оценка радиоэкологической обстановки законсервированного геологоразведочного участка на месторождении Эльконское плато на Алданском нагорье методом полевой радиометрии. Установлено, что вынос огромной массы радиоактивных пород на поверхность из подземных горных выработок (штольни, шахты) существенно увеличил площадь с повышенным радиационным фоном, равным 1.0–12.0 мкЗв/ч и более. Исследования показали, что в условиях техногенного загрязнения определяющими факторами миграции, распределения и накопления естественных радионуклидов в почвах, кроме их химических свойств, являются гумидный климат, генетические особенности радиоактивной руды, наличие многолетнемерзлых пород, почвообразовательные процессы и содержание органического вещества. В сложившихся условиях горно-таежных ландшафтов интенсивность ветрового рассеяния радионуклидов из отвалов существенно ниже, чем такового гидрогенного. Активное выщелачивание урана из пород отвалов привело к резкому нарушению в почвах долины ручья Акин радиоактивного равновесия между радием и материнским радионуклидом в сторону его избытка. Длительное бесконтрольное воздействие радиоактивных отвалов на окружающую среду способствовало накоплению активностей урана и радия в почвах до уровней низко- (14 252–66 836 Бк/кг) и среднеактивных (102 294–601 987 Бк/кг) твердых радиоактивных отходов. В настоящее время в Эльконском урановорудном районе проблема загрязнения окружающей среды естественными радионуклидами остается чрезвычайно актуальной и требует пристального внимания со стороны специалистов охраны природы.

Ключевые слова: Алданское нагорье, отвалы, загрязнение почв, отходы

DOI: 10.31857/S0032180X24120163, **EDN:** JCCQVH

ВВЕДЕНИЕ

На рубеже 50–60-х гг. XX в. на территории Южной Якутии в северной части Алданского нагорья (Эльконский горст) были открыты гидротермальные месторождения урана [25]. В 1960–1980 гг. на этих урановых месторождениях были проведены широкомасштабные геологические и геологоразведочные работы путем бурения, проходки канав и подземных горных выработок [11]. Здесь запасы урана по 22 месторождениям были впервые утверждены государственной комиссией по запасам полезных ископаемых СССР в 1968 г. Позднее,

еще в течение 16 лет продолжалась разведка основных участков главной рудоносной структуры этого района – зоны Южной и крупного месторождения зоны Северной, разведанные запасы которых были переутверждены в 1981 г. Главная рудовмещающая зона Южная представляет собой подновленный в мезозое древний тектонический шов протяженностью более трех десятков километров [15]. В пределах данной зоны выделяются участки, рассматриваемые как отдельные месторождения: Элькон, Эльконское плато, Курунг, Непроходимое, Дружное и Минеевское. В процессе проведения детальных геологоразведочных работ на этих месторождениях

из штолен и шахт были извлечены значительные массы радиоактивных пород на дневную поверхность и складированы в отвалы без соблюдения норм радиационной безопасности. В результате отвалы пород сразу стали постоянно действующими источниками радиоактивного загрязнения природной среды [21, 22]. Сложившаяся радиоэкологическая обстановка в данном регионе давно беспокоит местных жителей, в последние годы это беспокойство только усиливается, в связи с добычей из руд месторождений Лунное и Северное золота методом кучного выщелачивания, способствующего образованию огромных количеств новых радиоактивных отходов [3, 23]. Вместе с тем на законсервированных разведочных участках урановых месторождений Эльконского урановорудного района до сих пор слабо изучены физико-химические свойства почв и современные уровни их радиоактивного загрязнения как главных компонентов наземных экосистем, аккумулирующих поллютанты.

Цель работы – оценка радиоэкологической обстановки территории складирования в отвалы радиоактивных пород полевыми радиометрическими методами, а также анализ современных уровней загрязнения почв естественными радионуклидами и их особенностей вертикального распределения по профилю.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Радиоэкологические исследования в районе расположения месторождения Эльконское плато были выполнены в августе–сентябре 2022 г. (рис. 1). К данному месторождению относят отрезок центральной части зоны Южной протяженностью 3,3 км, расположенный между месторождениями Курунг на юго-востоке и Элькон на северо-западе [11]. Разведочные работы на месторождении выполнялись в 1963–1966 и 1968–1980 гг. Возможно, значительные по объему отвалы радиоактивных пород и руд в основном появились в процессе детальных геологоразведочных работ 32–54 года назад (рис. 2). В долине ручья Акин общая площадь, занимаемая радиоактивными отвалами, составляет примерно 16 956 м². Участок Эльконское плато располагается в сложнодислоцированной толще архейских, преимущественно гранитизированных диопсидовых, пироксен-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов и раннепротерозойских гранитоидов.

Район исследования представляет горную территорию с абсолютными отметками от 624 до 1045 м. Водораздельные склоны и долина ручья каменистые, в них широко развиты курумы. В этих условиях почвенный покров развит очень слабо и здесь значительные площади вместе с почвами занимают камни, перекрытые только лесной подстилкой, мхами и лишайниками. Растительность

представлена верхне- и среднетаежными лесами, состоящими из лиственницы Каяндерса с примесью сосны обыкновенной, ели сибирской и бересклета шерстистого. В подлеске встречаются разные виды ив, береза растопыренная, кедровый стланник и другие растения. Климат обследуемой территории резко континентальный с относительно большим количеством атмосферных осадков для Якутии (500–600 мм в год). Среднегодовые температуры воздуха составляют порядка -9.0°C с амплитудой колебания температуры в течение года до 80°C . Зимний период длится около 7 мес. Снежный покров сходит в мае–июне. Атмосферные осадки выпадают с июня по сентябрь. Большая часть атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток. Рассматриваемый регион находится в зоне островного и прерывистого распространения многолетнемерзлых пород. Здесь на водораздельных пространствах формируются подбуры типичные и сухоторфянистые. В пойме и на надпойменной террасе ручья развиваются аллювиальные, лугово-болотные и торфянисто-болотные почвы (табл. 1).

В начале радиоэкологических работ была выполнена площадная радиометрическая съемка территории, охватывающая место складирования отвалов радиоактивных пород и руд с помощью радиометра СРП-68-01 (НПП “Промприбор”, Россия) [8]. При проведении съемки величину мощности экспозиционной дозы γ -излучения измеряли на уровне поверхности земли по прямоугольной сети (50×25 м), разбитой с помощью спутникового навигационного устройства Etrex H (Garmin Ltd., США). При этом измеренные радиометром значения мощности экспозиционной дозы в мкР/ч переведены в значения мощности эквивалентной дозы в мкЗв/ч. Закладку почвенных разрезов проводили с учетом возможных преобладающих путей поступления (гидрогенное и аэротехногенное) радионуклидов из источников (отвалы) на почвенный покров. Из почвенных разрезов производили отбор образцов послойно через 0–1, 1–7, 7–15, 15–35 см максимально до глубины 56 см с учетом границ генетических горизонтов. Индексы генетических горизонтов изучаемых мерзлотных почв указаны в соответствии с принципами, изложенными в “Едином государственном реестре почвенных ресурсов России” [7].

Почвенные свойства определяли с помощью стандартных методов исследования [1, 4]. Удельные активности ^{40}K , ^{226}Ra и ^{232}Th в почвенных образцах измеряли с помощью сцинтиляционного гамма-спектрометра ПрогрессГамма (НПП “Доза”, Россия) со сцинтиляционным детектором NaI (TI) при ошибке счета не более 30% [11]. Определение урана в почвах проводилось методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре S8 Tiger (AXS Bruker, Германия) в аналитическом центре

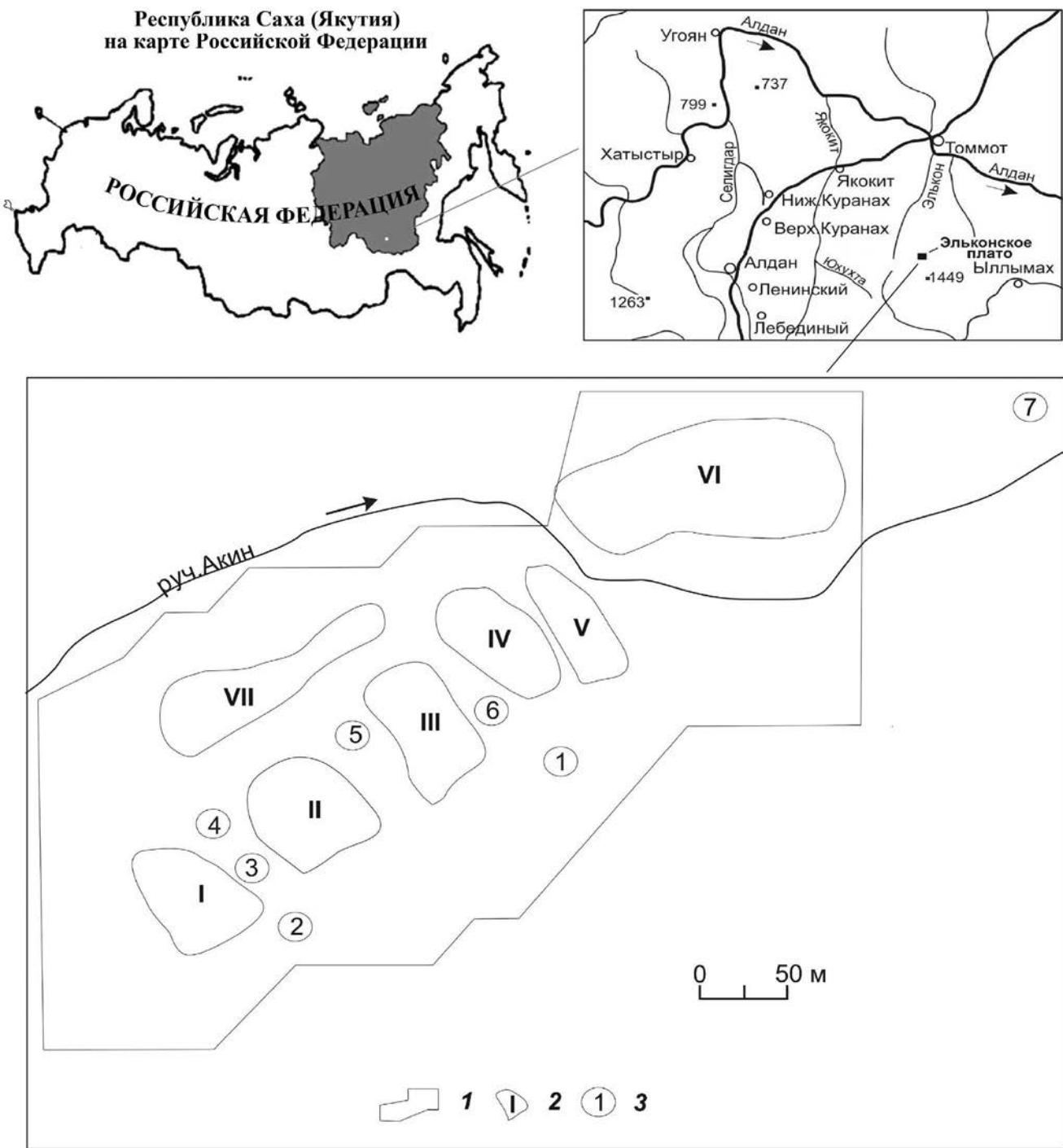


Рис. 1. Карта-схема района исследования: 1 – площадь радиометрической съемки; 2 – номера отвалов; 3 – номера почвенных разрезов.

Института геохимии СО РАН по методике, описанной в работе [10]. Данная методика обеспечивает определение удельной активности урана в почвах с погрешностью 7%. Корреляционный анализ для выявления тесноты связи между почвенными параметрами (органическое вещество, pH водной

вытяжки, сумма обменных катионов) и удельной активностью ЕРН в почвах выполнен согласно методам математической статистики, в почвоведении [6].

Для почв исследуемого района характерны небольшие мощности профилей, значительная каме-



Рис. 2. Один из самых радиоактивных отвалов урановых руд, складированный в долине ручья Акин (сентябрь, 2022 г.).

Таблица 1. Географические и морфологические характеристики исследуемых почв

Почва	Географические координаты	Местоположение	Строение профиля
Подбур типичный, разрез 1 (Entic Podzols)	58°40'13.6" N, 126°12'36.0" E, h = 706	Нижняя часть склона	O(0–2)–A0(2–5)–A0A1(5–10)–A1pir(10–17)–[A0](17–24)–BCpir(24–32 см)
Подбур типичный, разрез 2 (Entic Podzols)	58°40'10.5" N, 126°12'26.6" E, h = 701	Нижняя часть склона	O(0–2)–A0A(2–4)–AB(4–6)–B(6–12)–BC(12–32 см)
Лугово-болотная, разрез 3 (Dystric Gleysols)	58°40'12.0" N, 126°12'24.8" E, h = 685	Надпойменная терраса	Av(0–4)–A0A1(4–11)–A0A1(11–24)–Bh(24–29)–Bh(29–39)–BCg(39–56 см)
Аллювиальная темногумусовая, разрез 4 (Haplic Fluvisols Oxyaquic)	58°40'12.5" N, 126°12'23.8" E, h = 682	Надпойменная терраса	O(0–1)–O(1–3)–A0(3–5)–A0A1(5–12)–B(12–17)–B(17–23)–BC(23–30 см)
Подбур типичный, разрез 5 (Entic Podzols)	58°40'14.2" N, 126°12'28.9" E, h = 681	Надпойменная терраса	O(0–7)–A1(7–16)–BC(16–32 см)
Торфянисто-болотная, разрез 6 (Fibric Histosols (Dystric))	58°40'14.6" N, 126°12'33.9" E, h = 684	Надпойменная терраса	O(0–2)–O(2–5)–O(5–8)–T1(8–13)–T1(13–18)–T1(18–23)–T2 (23–28)–T2(28–40 см)
Аллювиальная темногумусовая, разрез 7 (Eutric Fluvisols (Oxyaquic))	58°40'19.9" N, 126°12'53.6" E, h = 664	Высокая пойма	O(0–4)–O(4–7)–A1(7–11)–BC(11–28 см)

Примечание. В скобках – названия почв по WRB [26].

нистость и промывной водный режим. При этом величина рН водной вытяжки в почвах изменяется от кислой (4.3) до слабощелочной (7.2) (табл. 2). Количественный состав обменных оснований в почвах значительно варьирует. Например, в подбуре типичном разрез 1 и торфянисто-болотной почве разрез 6, имеющих в основном кислую реакцию рН (4.3–4.9) водной вытяжки, в составе обменных катионов преобладает H^+ , составляя 38.7–108.7 смоль(экв)/кг, а в лугово-болотной почве со слабощелочной реакцией среды (7.1–7.2) в составе обменных оснований превалирует Ca^{2+} и Mg^{2+} , количество которых равно 40.1–86.4 смоль(экв)/кг. На обследованной территории в почвах водораздела и долины ручья Акин, в силу наличия значительной массы слаборазложившегося органического вещества, наилка и древесных углей в почвенных горизонтах, значение потери при прокаливании и содержание гумуса достигают 95.9% и 20.1% соответственно. Для изученных почв обнаруженные минеральные горизонты обычно имеют супесчаный, легко- и среднесуглинистый гранулометрический состав.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На территории законсервированного геологоразведочного участка месторождения Эльконское плато результаты проведенной наземной площадной радиометрической съемки показали, что мощность эквивалентной дозы γ -излучения изменяется от 0.13 до 12.0 мкЗв/ч. При этом наиболее высокие значения мощности дозы фиксируются в основном в пределах контуров отвалов, составляя 1.0–12.0 мкЗв/ч и более (рис. 3). Обнаруженные за пределами площади отвалов участки с повышенным радиационным фоном связаны с загрязнением почв естественными радионуклидами (ЕРН), отсыпкой местности радиоактивными породами и развалинами гранитоидных пород. Так, на карте γ - поля в южной части площади съемки, на левой стороне, выделяются небольшие по интенсивности γ -излучения или аномальные участки, ограниченные изолиниями мощности дозы выше 0.3 мкЗв/ч, которые приурочены к глыбам гранитов водораздельного склона. В настоящее время на данных участках ветровое рассеяние ЕРН из отвалов не вносит существенный вклад в формирование мощности дозы гамма-излучения из-за слабого уровня поверхностного загрязнения пород. В радиоактивных породах отвалов удельная активность ^{40}K составляет 878–3 486, ^{238}U – 41–18 204 и ^{232}Th – 15–322 Бк/кг [23]. По данным геологов-поисковиков в рудах месторождения Эльконское плато между ураном и радием существует радиоактивное равновесие [11]. Это означает, что активность радиоактивных элементов должна быть равной активности его материнского радионуклида – урана. Наибольшие

значения активностей калия, урана и тория были зафиксированы в первом отвале. Отметим, что на обследуемой территории фоновые уровни удельных активностей ^{40}K в почвах и горных породах (кристаллические сланцы, гнейсы, гранитоиды) изменяются от 355 до 1 510 Бк/кг, ^{238}U – от 15 до 105 Бк/кг и ^{232}Th – от 5 до 316 Бк/кг. Из этих данных следует, что удельная активность тория в отвалах варьирует в пределах местного геохимического фона, а калия и урана превышают таковые в среднем в 5 и 463 раза соответственно. В целом отвалы по составу представляют отбитые массы руд и околоврудных вмещающих горных пород разной крупности, вынесенные на поверхность из штолни после некоторой радиометрической сортировки для складирования на промышленной площадке. Радиационный фон и активности ЕРН в отвалах соответственно изменяются от фоновых до аномально высоких значений.

На месте закладки почвенных разрезов мощность дозы γ -излучения на поверхности изменялась от 0.16 до 5.0 мкЗв/ч. При этом удельная активность ^{40}K в почвах варьировала в пределах 57–1 148 Бк/кг, ^{238}U – 11–565 367 Бк/кг, ^{226}Ra – 16–36 680 Бк/кг и ^{232}Th – 4–269 Бк/кг (табл. 3). Наибольшие значения удельных активностей ЕРН были обнаружены в лугово-болотной почве (разрез 3), формирующейся на лугу вблизи первого отвала. В данной почве калий, радий и торий по глубине распределяются одинаково. Максимумы удельных активностей этих радионуклидов обнаруживаются в верхней части почвы с постепенными уменьшениями их значений по глубине. Для урана такой закономерности не обнаруживается. На общем повышенном фоне удельной активности урана по всему профилю лугово-болотной почвы максимумы значений обнаруживаются в верхней и нижней

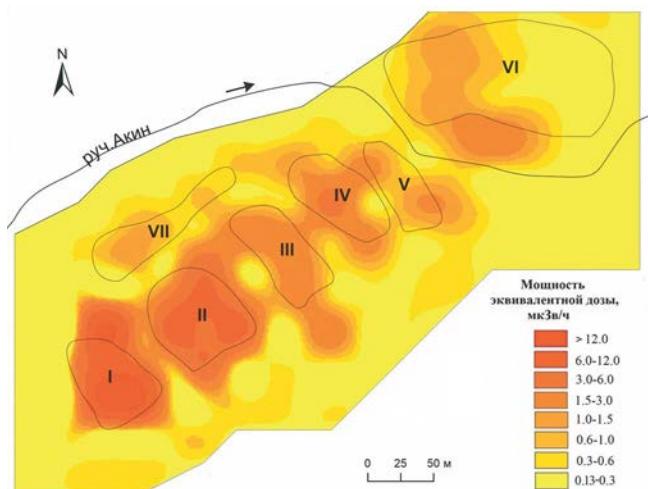


Рис. 3. Карта γ - поля на промышленной площадке в долине ручья Акин.

Таблица 2. Физико-химические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	рН _{H₂O}	Гумус (ППП)*, %	Обменные катионы, смоль(экв)/кг				Фракции, %; размер, мм	
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺	сумма	<0.001	<0.01
Подбур типичный, разрез 1									
O	0–2	4.9	84.7*	—	—	—	—	—	—
A0	2–5	4.4	52.9*	11.0	8.3	40.3	59.6	—	—
A0A1	5–10	4.4	33.6*	3.9	11.7	38.7	54.3	9.7	19.3
A1pir	10–17	4.4	42.2*	6.6	6.0	45.4	58.0	—	—
[A0]	17–24	4.4	73.8*	9.6	12.0	66.8	88.4	—	—
BCpir	24–32	4.3	36.8*	4.7	7.0	41.3	53.0	15.6	33.0
Лугово-болотная, разрез 3									
Av	0–4	6.5	89.1*	68.0	34.0	1.7	103.7	—	—
A0A1	4–11	7.1	51.9*	71.5	32.5	0.3	104.3	—	—
A0A1	11–24	7.2	50.3*	70.1	35.9	0.7	106.7	—	—
Bh	24–29	7.1	45.7*	86.4	40.1	0.7	127.2	—	—
Bh	29–39	7.0	40.8*	65.5	21.8	0.4	87.7	—	—
BCg	39–56	6.8	17.0	26.0	9.1	0.2	35.3	11.2	21.6
Аллювиальная темногумусовая, разрез 4									
O	0–1	5.2	95.1*	—	—	—	—	—	—
O	1–3	5.0	93.5*	47.3	32.5	22.6	102.4	—	—
A0	3–5	5.2	57.8*	33.6	25.1	20.0	78.7	—	—
A0A1	5–12	5.8	43.8*	24.7	20.9	15.2	60.8	—	—
B	12–17	6.0	16.4	10.2	10.3	3.5	24.0	8.2	16.5
B	17–23	6.1	9.8	5.2	9.2	3.6	18.0	8.9	17.5
BC	23–30	5.9	14.0	7.6	6.4	5.4	19.4	9.8	19.5
Подбур типичный, разрез 5									
O	0–7	5.6	76.7*	105.4	32.7	14.8	152.9	—	—
A1	7–16	5.6	16.9*	26.8	26.9	12.3	66.0	—	—
BC	16–32	5.8	20.9*	32.9	27.8	9.8	70.5	—	—
Торфянисто-болотная, разрез 6									
O	0–2	5.1	95.9*	—	—	—	—	—	—
O	2–5	4.5	95.9*	—	—	—	—	—	—
O	5–8	4.4	93.1*	29.5	13.0	65.3	107.8	—	—
T1	8–13	4.4	87.7*	21.7	16.6	89.7	128.0	—	—
T1	13–18	4.4	83.6*	8.3	12.0	108.7	129.0	—	—
T1	18–23	4.5	81.1*	6.3	11.4	105.5	123.2	—	—
T2	23–28	4.8	66.0*	5.3	5.2	91.6	102.1	—	—
T2	28–40	4.8	67.6*	4.3	7.6	92.5	104.4	—	—
Аллювиальная темногумусовая, разрез 7									
O	0–4	5.8	93.9*	127.7	18.2	15.4	161.3	—	—
O	4–7	5.4	77.9*	84.6	31.3	17.6	133.5	—	—
A1	7–11	5.2	20.1	24.5	15.7	20.6	60.8	—	—
BC	11–28	5.5	1.6	7.1	3.6	3.4	14.1	—	—

* Приведено значение потери при прокаливании, прочерк — не определено.

Таблица 3. Удельная активность и распределение ЕРН в почвах

Горизонт	Глубина, см	⁴⁰ K	²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	²²⁶ Ra ²³⁸ U
		Бк/кг				
Подбур типичный, разрез 1						
O	0–2	H.o.*	34	45	H.o	1.32
A0	2–5	»	25	30	»	1.20
A0A1	5–10	177	34	32	4	0.94
A1pir	10–17	132	22	26	4	1.18
[A0]	17–24	158	30	36	5	1.20
BCpir	24–32	197	33	30	5	0.91
	Среднее	166	29	33	5	1.13
Подбур типичный, разрез 2						
O	0–2	H.o	11	16	H.o	1.45
A0A	2–4	178	13	12	9	0.92
AB	4–6	207	23	25	9	1.08
B	6–12	444	14	19	13	1.37
BC	12–32	503	19	16	13	0.84
	Среднее	333	16	18	11	1.13
Лугово-болотная, разрез 3						
Av	0–4	1717	227575	19237	165	0.08
A0A1	4–11	2088	565367	36620	269	0.06
A0A1	11–24	1025	318388	11820	267	0.04
Bh	24–29	1407	334421	4431	258	0.01
Bh	29–39	580	371460	3149	140	0.008
BCg	39–56	599	154980	2151	83	0.01
	Среднее	1236	328698	12901	197	0.03
Аллювиальная темногумусовая, разрез 4						
O	0–1	н.о	1754	113	H.o	0.064
O	1–3	338	123000	175	58	0.001
A0	3–5	1148	101758	536	112	0.005
A0A1	5–12	1038	66617	219	87	0.003
B	12–17	788	15055	90	30	0.006
B	17–23	103	6335	28	11	0.004
BC	23–30	585	3702	37	16	0.010
	Среднее	667	46329	171	52	0.006
Подбур типичный, разрез 5						
O	0–7	1332	12817	1435	150	0.11
A1	7–16	868	1156	213	75	0.18
BC	16–32	1136	2312	374	131	0.16
	Среднее	1112	5428	674	117	0.15

Окончание табл. 3

Горизонт	Глубина, см	⁴⁰ K	²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	²²⁶ Ra ²³⁸ U
		Бк/кг				
Торфянисто-болотная, разрез 6						
O	0–2	H.o	314	29	8	0.09
O	2–5	57	1347	43	14	0.03
O	5–8	156	2812	38	25	0.01
T1	8–13	136	2011	59	44	0.03
T1	13–18	123	601	23	81	0.04
T1	18–23	197	389	24	88	0.06
T2	23–28	104	311	37	71	0.12
T2	28–40	134	298	40	64	0.13
	Среднее	130	1010	35	49	0.06
Аллювиальная темногумусовая, разрез 7						
O	0–4	90	57	18	4	0.31
O	4–7	165	74	25	12	0.34
A1	7–11	446	98	31	16	0.31
BC	11–28	769	98	25	16	0.26
	Среднее	368	82	25	12	0.31

*H.o. – не обнаружено.

части профиля на глубинах 4–11 и 29–39 см, соответственно составляя 567 367 и 371 460 Бк/кг. Обнаруженный максимальный уровень активности урана в данной почве превышает таковой в рудной массе отвала в 31 раз, а местный повышенный геохимический фон – в 5 384 раза. Корреляционный анализ показал, что между изученными свойствами почв, такими как pH_{2O}, содержание органического вещества, сумма обменных катионов и вертикальным распределением удельных активностей ЕРН по их профилю в целом не обнаруживаются какие-либо четкие устойчивые корреляционные связи. Например, в подбуруе типичном (разрез 5), приуроченному к долине ручья Акин, между содержанием органического вещества, суммой обменных катионов и распределением удельных активностей калия, урана, радия и тория по глубине почв выявляются прямые корреляционные связи (0.74–0.99). В то же время в этом же типе почв (разрез 1), формирующемся на водораздельном склоне, только для радия обнаруживаются наиболее тесные связи с pH водной вытяжки и содержанием органического вещества (0.84 и 0.86). В аллювиальной темногумусовой почве (разрез 4) прямые корреляционные связи отмечались для количества урана и содержания органического вещества, а также суммы обменных катионов (0.97 и 0.99). Неустойчивые

межэлементные связи также выявляются по распределению активностей ЕРН по глубине почв. Наиболее тесную взаимную зависимость содержания ЕРН имеют в подбуруе типичном (разрез 5): K–U (0.86), K–Ra, (0.88), K–Th (0.98), U–Ra (0.99), U–Th (0.76) и Th–Ra (0.78). В аллювиальных темногумусовых почвах (разрезы 4 и 7) количество радиоизотопов имеет прямую связь с торием (0.93), а уран с радием и торием (0.84 и 0.97).

ОБСУЖДЕНИЕ

В почвах долины ручья Акин особенности водной миграции ЕРН из отвалов радиоактивных руд, в условиях островного распространения многолетней мерзлоты, четко отражают их уровни загрязнения и вертикального распределения удельных активностей радионуклидов по профилю почв. Возможно, из отвалов уран мигрирует преимущественно в составе жидкого, а калий, радий и торий твердого стоков. Значительную неравномерную обогащенность ураном лугово-болотной почвы с двумя максимумами активностей радионуклида на разной глубине можно объяснить: во-первых, высокой выщелачиваемостью его из рудной массы отвала, а во-вторых, застойностью воды на луге в период затяжных дождей из-за наличия островной

мерзлоты, а также ее испарениями в жаркие дни. На обследованной площади островная мерзлота, создающая водоупор, в основном распространена на месте расположения первого отвала. Поэтому здесь после длительных летне-осенних дождей из-под отвала появляется временный водный сток, направленный в сторону небольшого луга, расположенного посреди леса. Просочившаяся по толще пород отвала дожевая вода значительно обогащается ураном до 0.04 Бк/л, что на 4 порядка выше местного геохимического фона [22]. В то же время в этой воде объемная активность радия не превышает его фонового уровня. Активной водной миграции радия здесь препятствует пирит-карбонат-калиевошпатовый состав метасоматической радиоактивной руды с высоким содержанием K_2O , CO_2 карбонатов и S сульфидов, формирующий сульфатно-натриево-кальциевый состав водного стока [13]. В аллювиальной темногумусовой почве (разрез 4), формирующейся вне площади луга в условиях отсутствия многолетней мерзлоты, вертикальное распределение урана с калием, радием и торием становится схожим. В данной почве максимальные значения удельных активностей ЕРН фиксируются в верхней части почвы, а минимальные – в нижней. При фильтрации воды в этой почве наибольшее количество ЕРН задерживается верхними горизонтами почв. При этом ежегодные поступления на поверхность почв слаборадиоактивной хвои, листьев и надземной части отмирающих трав немного обедняют их верхние слои радионуклидами. Поэтому во многих случаях максимумы удельных активностей ЕРН оказываются в погребенном состоянии. Это очевидно по вертикальному распределению ЕРН, которое присутствует в почвенных разрезах 3, 4 и 6. В долинной части обследованной площади интенсивная гидрогенная миграция урана из отвалов хорошо отражается в отношении активностей радия к урану в почвах (разрезы 3–7), которая изменяется от 0.001 до 0.34. В целом уровень гидрогенного

техногенного радиоактивного загрязнения почв в зоне воздействия отвалов несравненно больший, по сравнению с аэроальным. В почвах, формирующихся на водораздельном склоне выше отвалов (разрезы 1, 2), подвергающихся только аэroteхногенному воздействию за счет выдувания ветром с поверхности отвалов мелкодисперсной пылевой фракции руды, в их верхней части отмечаются уровни загрязнения ураном и радием на 2–5 порядков величин ниже, чем таковые в почвах долины. Резкое уменьшение удельных активностей урана и радия в аллювиальной темногумусовой почве (разрез 7), развивающейся на высокой пойме ручья Акин на расстоянии 120 м от промышленной площадки, по сравнению с почвами, формирующими вблизи отвалов, указывает на значительную роль почвенного покрова как естественного геохимического фильтра на пути миграции ЕРН.

В настоящее время опубликованные в открытой печати данные показывают, что в некоторых странах СНГ и Российской Федерации в районах размещения предприятий по добыче и переработке урановых руд обнаруженные значения техногенных загрязнений урана в грунтах и почвах составляют 2044–219 600 Бк/кг (табл. 4) [5, 9, 18]. Эти величины вполне сопоставимы с уровнями загрязнения почв ураном (1 347–565 367 Бк/кг) на территории законсервированного месторождения Эльконское плато. На обследованном участке данного месторождения удельные активности радионуклидов в некоторых почвах чрезвычайно высокие, поэтому целесообразно оценить их соответствия по данному радиационному показателю к радиоактивным отходам. Согласно ОСПОРБ 99/2010, к твердым радиоактивным отходам относятся не предназначенные для дальнейшего использования материалы, изделия, оборудование, биологические объекты, грунты, удельные активности техногенных радионуклидов в которых превышают минимально значимые удельные активности радионуклидов (МЗУА) (сумма отношений удельных активностей

Таблица 4. Уровни удельной активности урана, зафиксированные в грунтах и почвах в районе размещения предприятий по добыче и переработке урановых руд

Страна	Предприятие (место расположения)	Бк/кг	Источник
Российская Федерация	Лермонтовское горнорудное управление (г. Лермонтов, Ставропольский край)	12 500–219 600	[9, 18, 19]
	Приаргунский горно-химический комбинат (г. Краснокаменск, Забайкальский край)	6 150–12 300	[19, 20]
Республика Таджикистан	Ленинабадский горно-химический комбинат (г. Ленинабад, ныне г. Худжанд, Согдийская область)	50 295–66 420	[2, 14, 19]
Кыргызская Республика	Киргизский горнорудный комбинат (г. Фрунзе, ныне г. Бишкек)	2044–3 152	[5, 19]

техногенных радионуклидов к их МЗУА превышает 1) [17]. Установленные в НРБ-99/2009 МЗУА для ^{238}U составляет 10 000 Бк/кг, ^{226}Ra – 10 000 Бк/кг и ^{232}Th – 1 000 Бк/кг) [16]. В почвенных разрезов 3, 4 и 5 обнаруженные активности ^{238}U и ^{226}Ra превышают их МЗУА в 1.2–57.0 и 1.2–3.7 раза соответственно. В целом по суммарной активности ЕРН данные почвы относятся к низко- (14 252–66 836 Бк/кг) и среднеактивным (10 2294–601 987 Бк/кг) твердым радиоактивным отходам [17].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время радиоэкологическая обстановка на территории законсервированного геологоразведочного участка на месторождении Эльконское плато в Южной Якутии чрезвычайно сложная. Площадная радиометрическая съемка показала, что вынос на поверхность огромной массы радиоактивных пород и складирование их в долине ручья Акин существенно изменили исходный радиационный фон территории. Наибольшие значения мощности эквивалентной дозы γ -излучения на поверхности отвалов достигают до 1.0–12.0 мкЗв/ч и более. При исходном естественном радиационном фоне местности 0.13–0.60 мкЗв/ч. Радиоактивные отвалы 32–54 лет бесконтрольно загрязняют природную среду ЕРН за счет их водного и ветрового рассеяния. При этом в силу гумидного климата горно-таежных ландшафтов Алданского нагорья водная миграция ЕРН из отвалов в составе жидкого и твердого стоков играет исключительно важную роль в их загрязнении. В почвах долины радиоактивное равновесие между ураном и радием нарушено в сторону избытка материнского радионуклида. В сложившейся радиоэкологической ситуации почвы долины ручья Акин выполняют роль естественного геохимического барьера на пути миграции ЕРН. В настоящее время в этих почвах уровни загрязнения ураном и радием настолько высокие, что соответствуют низко- и среднеактивным радиоактивным отходам. В изученном районе развиваются сильнокаменистые почвы, имеющие небольшие по мощности профили с высоким содержанием органического вещества и легкие по гранулометрическому составу. Данное обстоятельство благоприятствует в случае лесных пожаров активизации водной миграции ЕРН из загрязненной зоны по вектору стока ручья на дальние расстояния. В целом законсервированный геологоразведочный участок месторождения Эльконское плато требует проведения неотложных природоохранных мероприятий по рекультивации данной территории для перевода ее в безопасное состояние.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по проекту № 0297-2021-0027, ЕГИСУ НИОКР № АААА-А21-121012190033-5.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
2. Бабоев Б.Д. Физико-химические основы миграции урана в системе “дренажные воды–почва” на примере хвостохранилищ № 1–2 г. Табошар Республики Таджикистан. Автореф. ... канд. хим. наук. Душанбе, 2010. 23 с.
3. Бурцев И.С. Якутия радиоактивная. Якутск: Сахада, 2021. 152 с.
4. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 272 с.
5. Дженбаев Б.М., Жолболдиев Б.Т., Калдыбаев Б.К., Кармышова У.Ж., Жумалиев Т.Н. Радиоэкологическая оценка урановых хвостохранилищ Кыргыстана // Исследование живой природы Кыргыстана. 2018. № 1–2. С. 69–83.
6. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Книжный дом “ЛИБРОКОМ”, 2009. 328 с.
7. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2014. 768 с.
8. Инструкция по работе со сцинтилляционными радиометрами при геологических съемках и поисках / Отв. ред. Ветров А.Г. Л.: Рудгеофизика, 1987. 44 с.
9. Карпенко Е.И., Санжарова Н.И., Спиридонов С.И., Серебряков И.С. Радиоэкологическая обстановка в районе размещения бывшего уранодобывающего предприятия НПО Алмаз // Радиация и риск. 2009. Т. 18. № 4. С. 73–81.
10. Кузнецов П.В., Гребенщикова В.И., Айсуева Т.С. Оценка содержаний урана и тория в почвах г. Чемерхово (Иркутская область) // Биосфера. 2013. Т. 5. № 2. С. 175–181.
11. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран Российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.

12. Методика измерения активности радионуклидов с использованием сцинтилляционного гамма-спектрометра с программным обеспечением “Прогресс”. М.: Центр метрологии, 2003. 16 с.
13. Мигута А.К. Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 29–151.
14. Мирсаидов У.М., Ахмедов М.З., Махмудова М.М., Шосафарова Ш.Г. Радиационно-гигиенический мониторинг на объектах уранового наследия северного Таджикистана // Сахаровские чтения: Экологические проблемы XXI века: Матер. 19-й междунар. конф. М., 2019. С. 276–279.
15. Наумов С.С., Шумилин М.В. Урановые месторождения Алдана // Отечественная геология. 1994. № 11/12. С. 20–23.
16. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009). Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы. М.: Центр нормативно-технической информации “Медиа Сервис”, 2019. 118 с.
17. Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ 99/2010). М.: Центр нормативно-технической информации “Медиа Сервис”, 2019. 84 с.
18. Панов А.В. Радиоэкологические проблемы в районе размещения Лермонтовского предприятия “Алмаз” по добыче и разработке урановой руды. Обзор. // Радиация и риск. 2023. Т. 38. № 1. С. 131–153.
<https://doi.org/10.21870/0131-3878-2023-32-1-131-153>
19. Петрухин Н.П. История создания уранодобычи. М., 2020. 438 с.
20. Россман Г.И., Бахур А.Е., Петрова Н.В. Промышленная радиационная экология минерального сырья // Минеральное сырье. М.: ВИМС, 2012. № 25. 318 с.
21. Собакин П.И., Молчанова И.В. Радиоэкологические исследования техногенно-нарушенных участков ландшафта в зоне уранового месторождения Республики Саха (Якутия) // Дефектоскопия. 1994. № 9. С. 70–74.
22. Собакин П.И. Естественные и искусственные радионуклиды в мерзлотных почвах Якутии. Автoref. ... докт. биол. наук. Улан-Удэ, 2015. 39 с.
23. Собакин П.И., Ушницкий В.Е., Герасимов Я.Р. Оценка радиоэкологической обстановки Эльконского урановорудного района (Алданский щит) методами полевой радиометрии // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64. № 2. С. 191–204.
24. Собакин П.И., Чевычелов А.П., Васильев П.С. Радиационная и экологическая безопасность при разведке и освоении месторождений металлов в Южной Якутии // Экология и промышленность России. 2023. Т. 27. № 8. С. 58–64.
<https://doi.org/10.18412/1816-0395-2023-8-58-64>
25. 50 лет Геологической службе Республики Саха (Якутии). М.: Российское геологическое о-во: Гос. ком. Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию, 2007. 381 с.
26. World reference base for soil resources 2006. IUSS Working Group. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome. 146 p.

Natural Radionuclides in Soils in the Area of the Elkon Plateau Uranium Deposit in South Yakutia

P. I. Sobakin^{1,*}, A. P. Chevychelova,
A. N. Gorokhov¹, and T. S. Aisueva²

¹Institute of Biological Problems of Cryolithozone
of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yakutsk, 677980 Russia

²Vinogradov Institute of Geochemistry, Irkutsk 664033 Russia

*e-mail: radioecolog@yandex.ru

An assessment of the radioecological situation of the preserved geological exploration site at the Elkon Plateau field in the Aldan Highlands was carried out using field radiometry. It was found that the removal of a huge mass of radioactive rocks to the surface from underground mine workings (tunnels, mines) significantly increased the area with an increased radiation background equal to 1.0–12.0 mSv/h and more. Studies have shown that in conditions of anthropogenic pollution, the determining factors of migration, distribution and accumulation of natural radionuclides in soils, in addition to their chemical properties, are a humid climate, genetic features of radioactive ore, the presence of permafrost rocks, soil formation processes and the content of organic matter. Under the prevailing conditions of mountain-

taiga landscapes, the intensity of wind scattering of radionuclides from dumps is significantly lower than that of hydrogenic. The active leaching of uranium from the rocks of the dumps led to a sharp disturbance in the soils of the Akin Creek valley of the radioactive equilibrium between radium and the parent radionuclide towards its excess. Prolonged uncontrolled exposure of radioactive dumps to the environment contributed to the accumulation of uranium and radium activities in soils to levels of low (14 252–66 836 Bq/kg) and medium-active (102 294–601 987 Bq/kg) solid radioactive waste. Currently, the problem of environmental pollution with natural radionuclides in the Elkon uranium ore region remains extremely urgent and requires close attention from nature conservation specialists.

Keywords: Aldan Highlands, dumps, pollution soils, waste

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.417.1

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ПОЧВ И ЛИЗИМЕТРИЧЕСКИХ ВОД В ПЕРВЫЕ ГОДЫ ПОСЛЕ НИЗОВОГО ПОЖАРА В СОСНЯКЕ ЛИШАЙНИКОВОМ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

© 2024 г. И. В. Паюсова^{a,*} (<https://orcid.org/0000-0002-7169-3727>),
Д. Н. Габов^a (<https://orcid.org/0000-0002-3786-9872>),
И. В. Груздев^a (<https://orcid.org/0000-0002-6693-3925>),
А. А. Дымов^a (<http://orcid.org/0000-0002-1284-082X>)

^aИнститут биологии ФИЦ Коми научного центра УрО РАН, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: rajusova@ib.komisc.ru

Поступила в редакцию 25.03.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принята к публикации 11.07.2024 г.

Изучено изменение химического состава верхних горизонтов подзолов иллювиально-железистых (Albic Podzol) сосняков лишайниковых, пройденных беглым низовым пожаром на территории средней тайги Республики Коми. Выявлено, что через 2 сут после пожара общее содержание углерода в пирогенном горизонте ($Q_{\text{пир}}$) возрастает в 1.3 раза по сравнению с подстилкой условно-фонового участка. В ходе дальнейшей постпирогенной сукцессии общее содержание углерода в верхнем пирогенном горизонте уменьшается. Непосредственно после пожара выявлено возрастание содержания бензолполикарбоновых кислот в пирогенном горизонте в 14.5 раз по сравнению с подстилкой условно-фонового участка. Концентрация полициклических ароматических углеводородов в 7 раз превышает их содержание в подстилке исходного леса. Показано, что в первые 10 сут после пожара из-под пирогенного горизонта происходит “заповедный” вынос углерода – 4 г/м² и ПАУ – 11.5 мкг/м². Повышенный по сравнению с условно-фоновым участком вынос прослеживается в первые три месяца. В ходе дальнейшей эволюции происходит приближение химического состава лизиметрических вод к условно-фоновым значениям, и через два года концентрация как углерода, так и ПАУ близка к условно-фоновым показателям.

Ключевые слова: boreальные леса, углерод пирогенного происхождения, полициклические ароматические углеводороды, углерод лизиметрических вод, бензолполикарбоновые кислоты, лизиметры

DOI: 10.31857/S0032180X24120175, **EDN:** JCCCFA

ВВЕДЕНИЕ

Лесные пожары являются одним из наиболее важных экологических факторов изменения наземных ландшафтов и экосистем планеты. Как естественный фактор [17, 18, 29] они оказывают комплексное воздействие на окружающую среду. Сосновые леса, развивающиеся на песчаных иллювиально-железистых подзолах, наиболее часто подвергаются пирогенному воздействию [9, 19]. Для таких лесов число пожаров может изменяться от трех до девяти раз в течение 200 лет. С начала тысячелетия в связи с климатическими изменениями наблюдается увеличение, как числа пожаров, так и площадей лесов, пройденных пожарами [23, 26].

В настоящее время особый интерес вызывает оценка пирогенного воздействия как на boreальные леса, так и на качественный и количественный состав почвенного органического вещества (ОВ). В составе ОВ почв boreальных ландшафтов практически всегда обнаруживается влияние пожаров. Вклад углерода пирогенного происхождения (РуС) принято оценивать по концентрации бензолполикарбоновых кислот (БПКК), содержанию ароматических структур в составе ОВ [20], часто РуС определяют последовательным окислением ОВ [4]. Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) широко используются в качестве биомаркеров пирогенного воздействия [30]. Особый интерес к РуС связан с его большей устойчивостью к разложению и потенциалом длительного захоронения

в почвах. К настоящему времени показано, что пожары влияют на состав ОВ [14, 15]. В почвах постпирогенных ландшафтов происходит трансформация ОВ, возрастает концентрация ПАУ, БПКК, обеднение водорастворимым ОВ [24, 32]. Несмотря на значительное число работ по оценке пирогенного воздействия на состав почв [22, 28], в большинстве из них отсутствует анализ самых первых изменений системы ОВ после пирогенного воздействия. Кроме этого, практически не встречаются работы по оценке миграции пирогенно-модифицированных соединений в минеральные горизонты.

Цель работы – оценка влияния пожара на органическое вещество лесных почв, его миграцию и трансформацию в первые годы в ходе постпирогенной сукцессии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в сосняке лишайниковом, пройденном низовым пожаром антропогенного происхождения в июле 2021 г. Площадь пожара составила 0.8 га. В окрестностях горельника подобран условно-фоновый участок. Координаты: 61°57'29.9" N, 50°29'27.2" E. Согласно почвенно-географическому районированию, данная территория находится в Вымь-Вычегодском округе типичных подзолистых, иллювиально-железистых подзолов, торфянисто-глеевых иллювиально-гумусовых почв. Количество осадков 500–600 мм. Средняя годовая температура 0.5°C. Типы почв определяли согласно Полевому определителю почв [11]. Условно фоновая почва представлена подзолом иллювиально-железистым (Albic Podzol). На территории горельника формируется подзол иллювиально-железистый пирогенный (Albic Podzol), отличающийся высокой долей углистых включений в верхних горизонтах по сравнению с исходной почвой. Для оценки пирогенных изменений анализировали верхние органогенные (пирогенные) и минеральные горизонты. Образцы почв отбирали на следующий день после пожара из пирогенных органогенных горизонтов (Q_{pyr}) и верхних минеральных горизонтов (E_{pyr}). Повторный отбор образцов почв проводили через один год и два месяца после пожара и через два года и три месяца. Сразу после пожара отбирали образцы из почвы условно-фонового участка, прилегающего к территории горельника. Отдельные горизонты в каждый период опробования отбирали в трехкратной повторности. Повторности располагались случайным образом. На следующий день после пожара были установлены лизиметры конструкции Шиловой под органогенные (пирогенные) горизонты в почву горельника и на условно-фоновом участке. Площадь лизиметра составила 0.0961 м². Дожди в период с момента пожара до установки лизиметров отсутствовали. В период наблюдений лизиметрические воды откачивали

через 10 сут после пожара и далее ежемесячно в течение вегетационных периодов 2021 и 2022 гг.

Химические анализы почв проводил в аккредитованной Экоаналитической лаборатории и отделе почвоведения Института биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. Общее содержание органического углерода и азота в почвах определяли на анализаторе EA-1100 (Carlo Erba, Италия). Измерение pH в водной вытяжке, а также в лизиметрических водах проводили с помощью Edge HI2002-02 pH-метра (Hanna Instruments, Румыния) с цифровым электродом (± 0.01 ед. pH). При оценке pH почв использовали соотношение почва : раствор для подстилок/пирогенных горизонтов 1 : 25, для минеральных горизонтов – 1 : 2.5. Содержание БПКК определяли согласно методике [25]. Всего проанализировали содержание восьми кислот. Концентрации общего органического и неорганического углерода в лизиметрических водах определяли на анализаторе TOC-VCN (Shimadzu, Япония), предварительно профильтровав через мембранные фильтры, с размером пор 0.45 мкм. Содержание ПАУ определяли в ЦКП “Хроматография” ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Методики определения ПАУ в почвах описаны ранее [21]. Для определения ПАУ в лизиметрических водах их фильтровали через мембранные фильтры Владивосток МФЦС-КС с размером пор 0.45 мкм. Содержание ПАУ определяли как сумму в образцах отфильтрованной воды и твердом остатке после ее фильтрования. Экстракцию ПАУ с фильтров проводили при температуре 25°C хлористым метиленом (квалификация “ос. ч.”) с УЗ-обработкой экстракционной системы на УЗ-ванне Branson 5510 (США). Из отфильтрованных лизиметрических вод ПАУ экстрагировали *n*-гексаном с помощью механического экстрактора ЭЛ-1 (Сибэксприбор, Россия). Полученные экстракты объединяли и упаривали на концентраторе Кудерна–Даниша (Supelco, США). Вынос веществ в составе лизиметрических вод рассчитывали с учетом объема почвенных вод и площади поддона лизиметра. Статистическую обработку результатов провели с использованием программного пакета Statistica 6.1 и программы MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Пожар в сухих сосновых лесах с невысоким количеством горючего материала оказывает непосредственное влияние на состав ОВ верхних горизонтов почв обычно до глубины не более 20 см [9]. Сразу после пожара наблюдается увеличение частично обугленных частей горевшей биомассы на поверхности почв. Можно предположить, что при послепожарном восстановлении почв особенности состава ОВ будут приближаться к условно-фоновым значениям [5], что, в целом, подтверждается

настоящими исследованиями: согласно полученным результатам выявлено, что содержание общего углерода в верхнем пирогенном горизонте ($Q_{\text{пир}}$) почв возрастает до $57.8 \pm 2.0\%$ по сравнению с $42.3 \pm 1.5\%$, характерном для исходной подстилки (рис. 1a). Через год и два месяца содержание углерода в пирогенном горизонте снизилось и статистически не отличалось от содержания в подстилке условно-фонового участка. Кроме этого, на содержание углерода в верхних горизонтах почв может оказывать влияние увеличение количества корней в минеральных горизонтах при развитии травяных растений (за счет прижизненных выделений и ежегодного разложения корней) [1].

В минеральных горизонтах ($E_{\text{пир}}$) существенных изменений содержания углерода не выявлено, в них концентрация изменяется от 1.3 ± 0.3

до $2.1 \pm 0.3\%$. Это можно объяснить тем, что минеральные горизонты слабо подвержены влиянию пожара. Через один год после пожара произошло уменьшение содержания $C_{\text{общ}}$ в подзолистом горизонте до $1.6 \pm 0.3\%$. Если сравнивать результаты условно-фонового горизонта и данные через один год после пожара, то можно отметить лишь частичное уменьшение содержания $C_{\text{общ}}$ на 0.24% (рис. 1b).

Подзолы иллювиально-железистые характеризуются низким содержанием общего азота и его аккумулированием в органогенном горизонте. В результате беглого низового пожара происходит сгорание мохово-лишайникового покрова, приводящее к трансформации азотсодержащих соединений. Непосредственно после пожара происходит потеря азота в виде легколетучих соединений,

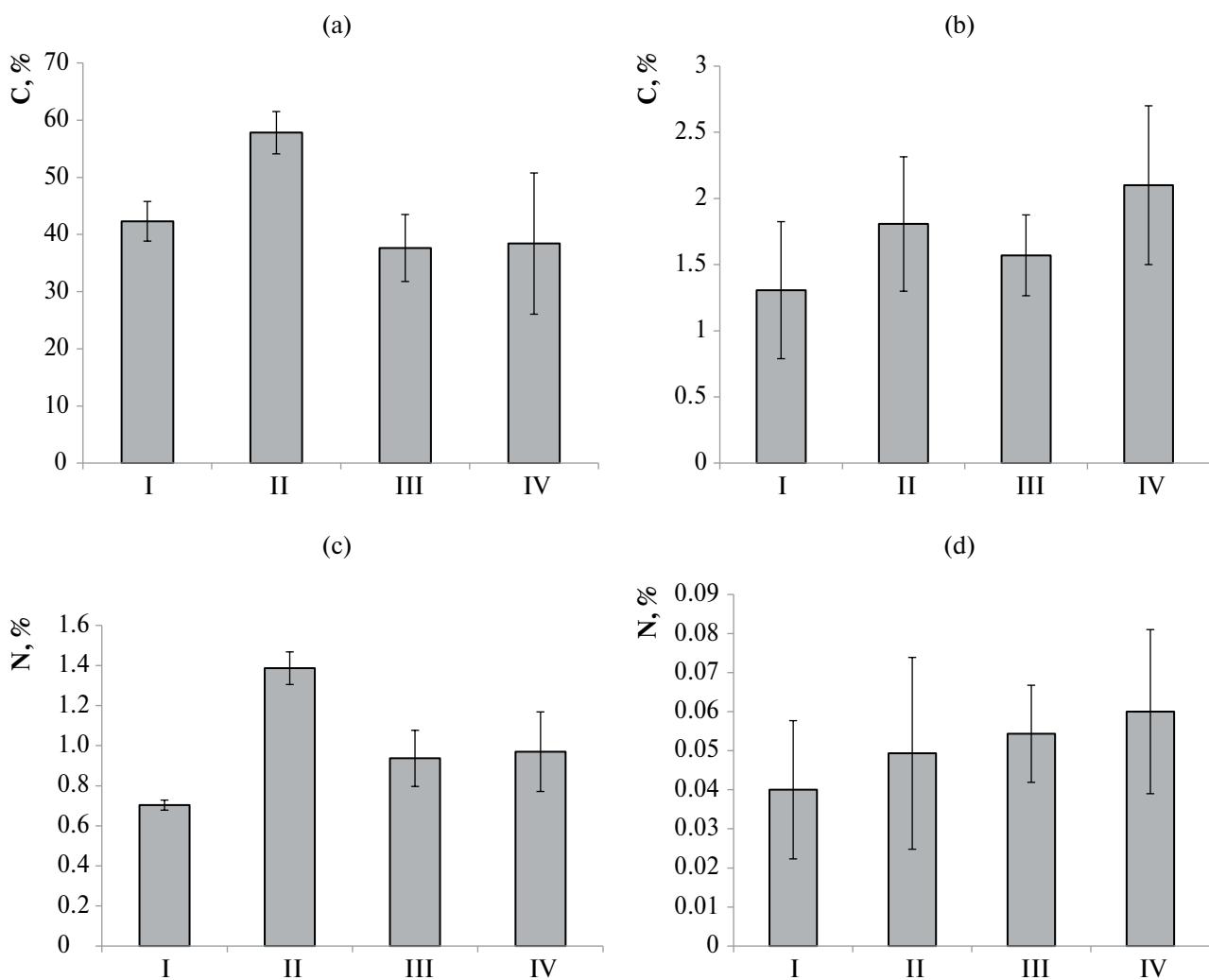


Рис. 1. Общее содержание углерода в верхнем органогенном (а) и минеральном (б) горизонтах и азота в верхнем органогенном (с) и минеральном (д) горизонтах исследуемых почв ($n = 3$, погрешность – ошибка среднего). Обозначения: I – условно-фоновый участок, II – почва горельника через 2 сут после пожара, III – через год и 2 мес после пожара, IV – через 2 года и 3 мес.

уходящих в атмосферу. В то же время азот, находящийся в составе белковых структур растений, минерализуется и попадает в почву [2]. Более того, поступающий дополнительный опад хвои, инициируемый воздействием пожара, приводит к резкому увеличению азота в первые дни после пожара практически в 2 раза (рис. 1c). В минеральном горизонте (E_{pyr}) содержание азота практически не изменилось (рис. 1d). Через один год наблюдается уменьшение общей концентрации азота в органогенном и верхнем минеральном горизонте. Значения приближаются к данным с условно-фонового участка.

Чувствительным показателем пирогенного воздействия на состав ОВ является соотношение C/N (рис. 2). Наблюдаются статистически значимое сужение отношения C/N в верхних органогенных горизонтах после пожара, которое сохраняется в течение первых двух лет после пирогенного воздействия. При этом статистически значимых отличий C/N в горизонтах E_{pyr} не выявлено.

Более реалистичную картину по содержанию РуС в почвах позволяет выявить метод определения бензолполикарбоновых кислот. Благодаря жесткому кислотному гидролизу происходит полное разложение ОВ, и суммарное содержание устойчивых ароматических структур более полно отражает концентрации РуС [16]. Для количественных оценок по определению углерода пирогенного происхождения обозначенный метод более применим. Наибольшее содержание пирогенного углерода выявлено в образцах, подверженных пиролизу во время беглого низового пожара. По полученным данным в исследуемой почве изменение суммарного содержания БПКК

органогенного горизонта до и после пожара составило от 0.57 (подстилка условно-фонового участка) до 8.33% (пирогенный горизонт) от массы образца. Увеличение содержания БПКК в верхних минеральных горизонтах (E_{pyr}) непосредственно после пожара не выявлено (оно составляет от 0.07 до 0.11%). В пересчете на углерод, который содержится в молекулах кислот, для органогенного горизонта до и после пожара изменения составили от 0.26 до 3.76%, а для минерального горизонта до и после пожара – от 0.03 до 0.04%. Через один год и два месяца суммарное содержание БПКК в верхнем пирогенном горизонте уменьшилось в 2 раза. По полученным результатам можно сказать, что из-за пожара произошло увеличение содержания кислот в 14.5 раза в верхнем пирогенном горизонте по сравнению с условно-фоновым участком. В основном преобладают меллитовая и бензолпентакарбоновая кислота, поскольку в процессе пожара формируются сложные ароматические полициклические структуры, которые при жестком окислении соответствуют 5- и 6-замещенным кислотам (рис. 3). Полученные данные подтверждаются исследованиями [27].

Часто низовые пожары являются активным фактором образования ПАУ. Эти соединения специфически дополняют почвообразовательный процесс таежной зоны лесов, обуславливая кратковременные стадии трансформации почв, когда напочвенный покров частично или полностью отсутствует. Обычно ПАУ накапливаются в органогенных горизонтах, концентрация в минеральных горизонтах существенно ниже [6, 7]. В ходе после пожарных сукцессий происходит перераспределение ПАУ между горизонтами и увеличение их концентраций в минеральных горизонтах [22]. Так, сразу

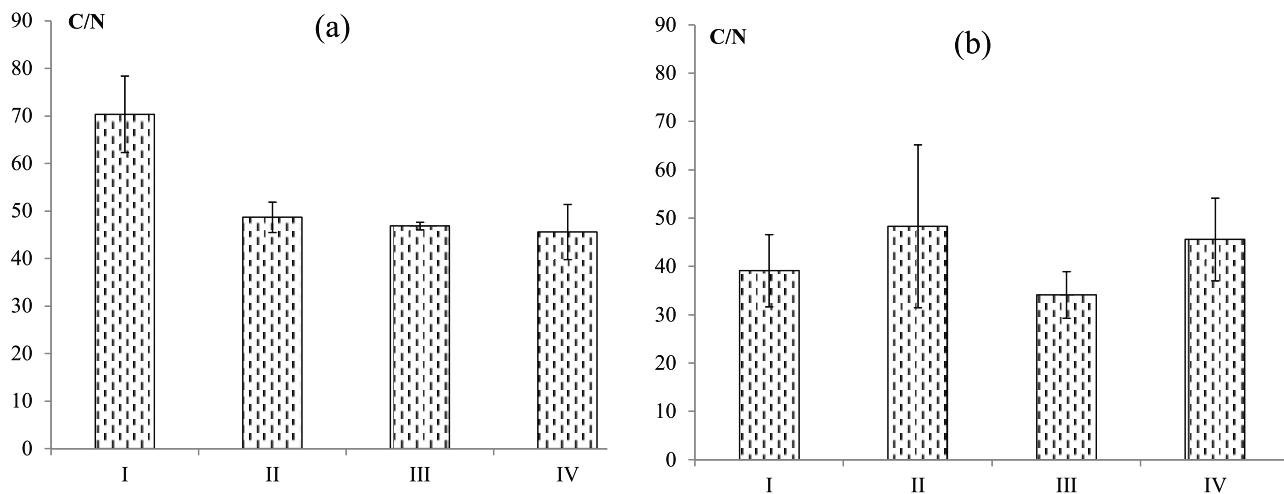


Рис. 2. Соотношение углерода и азота в органогенном (а) и минеральном (б) горизонтах ($n = 3$, погрешность – ошибка среднего): I – условно-фоновый участок, II – почва горельника через 2 сут, III – через год и 2 мес после пожара, IV – через 2 года и 3 мес.

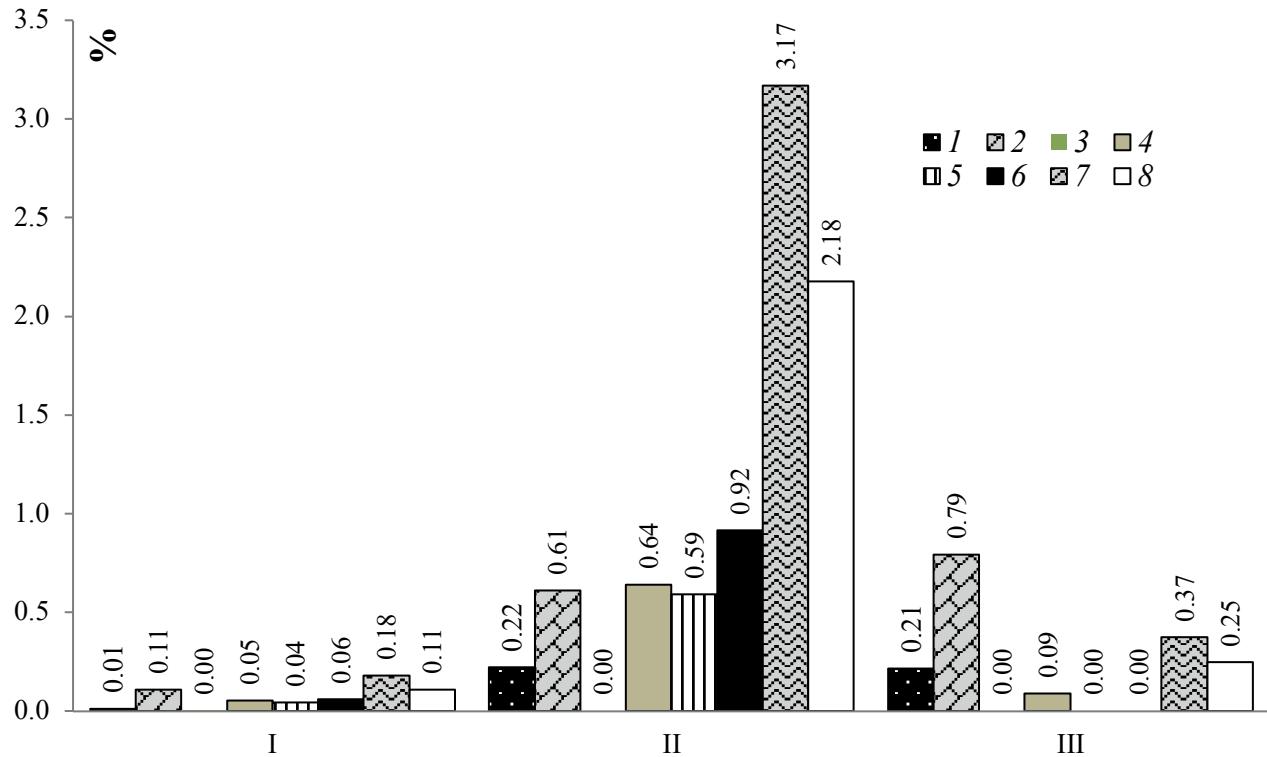


Рис. 3. Содержание индивидуальных БПК в органогенных горизонтах почв: I – почва условно-фонового участка; почва горельника через 2 сут после пожара (II) и через 1 год и 2 мес (III) после пожара подзолов иллювиально-железистых. Обозначения: 1 – гемимеллитовая кислота (бензол-1,2,3-трикарбоновая), 2 – тримеллитовая кислота (бензол-1,2,4-трикарбоновая), 3 – тримезиновая кислота (бензол-1,3,5-трикарбоновая), 4 – пиromеллитовая кислота (бензол-1,2,4,5-тетракарбоновая), 5 – меллофаниковая кислота (бензол-1,2,3,5-тетракарбоновая), 6 – пренитовая кислота (бензол-1,2,3,4-тетракарбоновая), 7 – бензолпентакарбоновая кислота (бензол-1,2,3,4,5-пентакарбоновая), 8 – меллитовая кислота (бензол-1,2,3,4,5,6-гексакарбоновая).

после пожара происходит резкое возрастание суммарной концентрации ПАУ в верхнем органогенном горизонте (рис. 4а). По сравнению с условно-фоновым органогенным горизонтом, сразу после пожара концентрация ПАУ достигла 1840 нг/г, что в 7 раз больше исходных показателей (260 нг/г). Через год суммарная концентрация ПАУ в верхнем пирогенном органогенном горизонте уменьшилась практически в 2 раза и сохранила данную концентрацию и на следующий год. Однако через год происходит накопление ПАУ в верхнем минеральном горизонте, и сумма ПАУ увеличивается в 1.5 раза (80.2 нг/г). Еще через год ПАУ практически вымываются из горизонта, но при этом статистически значения отличаются от соответствующего горизонта условно-фонового участка (рис. 4б). Концентрация ПАУ в пирогенном горизонте увеличивается преимущественно за счет низкомолекулярных ПАУ (нафтилина и фенантрена) (табл. 1), что в целом совпадает некоторыми полученными ранее данными [10]. По сравнению с условно-фоновым участком, после пожара резко увеличилось количество двух-, трех- и четырехъядерных ПАУ в почве.

В результате пожара образуются продукты горения. Как правило, ими являются зола, угли и сажа, формирующиеся на поверхности почв. Элементы, входящие в состав золы, такие как Ca, Mg, K, Na – очень подвижны и хорошо растворимы, поэтому атмосферные осадки способствуют их растворению и передвижению вниз по профилю почв. Они обеспечивают интенсивное выщелачивание подвижных веществ, их биогенную аккумуляцию и сорбцию горелым детритом и углами. В то же время поступление данных элементов в почву является важной причиной изменений физико-химических показателей и содержания доступных форм микро- и макроэлементов [3]. Они повышают pH почвы за счет увеличения суммы поглощенных оснований и их степени насыщенности. При этом наиболее сильно изменения проявляются в первый послепожарный год с последующим трендом приближения показателей к значениям условно-фонового участка. Следует отметить наличие изменений некоторых пирогенных показателей иллювиально-железистых песчаных подзолов, таких как кислотность органогенного горизонта. Так, непосредственно после

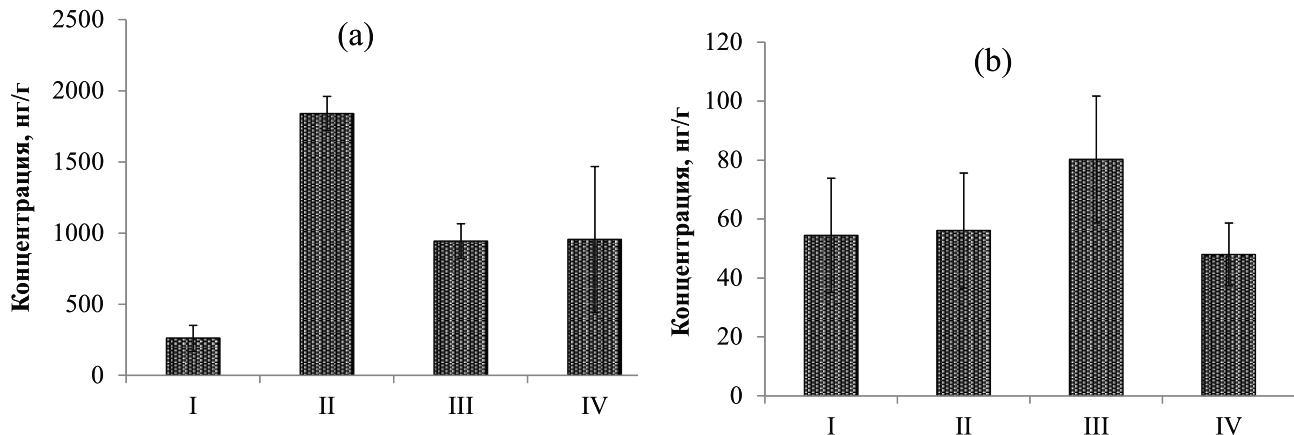


Рис. 4. Суммарная концентрация ПАУ в почвах в органогенных (а) и минеральных (б) горизонтах ($n = 3$, погрешность – ошибка среднего): I – условно-фоновый участок, II – почва горельника через 2 сут после пожара, III – через год и 2 мес после пожара, IV – через 2 года и 3 мес.

пожара рН водной вытяжки верхнего пирогенного горизонта составлял 4.66, что достаточно близко к показателям условно-фонового участка (рН 4.58). Повышение рН водной вытяжки почв характерно и для верхних минеральных горизонтов: для условно-фонового участка рН 4.24, а для гари рН 4.40. Через год значения рН на гари отличаются от результатов с условно-фоновым участком: для условно-фонового органогенного горизонта значение рН водной вытяжки составило 4.65, а для подзолистого горизонта рН 5.59.

Послепожарное изменение содержания углерода связано с миграцией водорастворимого органического вещества и мелкоразмерных продуктов горения по профилю почвы [6]. Анализ лизиметрических вод за год, прошедший с момента установки лизиметров под верхний органогенный горизонт, показал, что в результате вымывания с верхних горизонтов почвы миграционно-способных частей пирогенно-модифицированных соединений биомассы в лизиметрических водах возросла концентрация общего органического и неорганического углерода, а также азота. За весь летне-осенний период отбора (за четыре месяца с момента пожара) в 2021 г. на условно-фоновом участке не было воды в лизиметрах, что говорит об активном потреблении поступающей воды в почву мохово-лишайниковым покровом. В первые три месяца на участке горельника произошел залповый вынос, как общего, так и органического углерода (табл. 2). Максимальные концентрации общего и органического углерода были выявлены в первые 10 сут после пожара и составили 186.0 и 181.5 mg/dm^3 соответственно. Через месяц после пожара концентрация снизилась практически в 3 раза. Уже на четвертый месяц отбора проб было обнаружено, что практически весь общий углерод был вымыт из верхнего горизонта почв

(16.9 mg/dm^3). Больше чем за полгода происходило постепенное вымывание образовавшихся пирогенных частиц, при этом, непосредственно за первые 10 сут после пожара выносится около 75% всего органического углерода за исследуемый период. Проведение лизиметрических исследований позволило выявить, что в первые 10 сут после пожара происходит залповое вымывание углерода из сгоревшей подстилки в размере 4 g/m^2 . За последующие два месяца происходит вынос лишь 1.3 g/m^2 . Следует отметить резкое увеличение концентрации общего углерода и азота в июне 2022 г. практически в 3.5 раза по сравнению с данными за зимний период. Это можно объяснить тем, что объем собранных вод за весенне-летний период (за 35 сут) в 1.5 раза меньше, чем объем воды за зимний период (за 196 сут).

Наиболее высокие концентрации ПАУ в лизиметрических водах в течение 10 сут после пожара выявлены для двух- и трехъядерных полиаренов (табл. 3). В дальнейшем происходит вымывание пяти- и шестиядерных ПАУ, что сопоставимо с ранее проведенными исследованиями [31]. Состав лизиметрических вод первых 10 сут после пожара характеризуется высокими концентрациями ПАУ. В них максимальная массовая концентрация ПАУ составляла 527.5 ng/dm^3 . В образцах за этот период были выявлены высокие концентрации двух- и трехъядерных соединений: фенантрена (215.4 ng/dm^3), нафталина (93.8 ng/dm^3), флуарен-тена (121.3 ng/dm^3) и аценафтена (38.3 ng/dm^3). Через три месяца концентрация ПАУ уменьшилась в 11 раз и достигла 47.4 ng/dm^3 . Через один год и три месяца концентрации ПАУ были ниже предела определения.

Вынос ПАУ с учетом площади лизиметра через 10 сут составил 11.53 $\text{мкг}/\text{м}^2$ (рис. 5). Через 35 сут (т.е. период отбора лизиметрических вод

Таблица 1. Концентрация отдельных ПАУ в почвах условно-фонового и постпирогенного участков, нг/г ($n = 3$, погрешность — ошибка среднего)

ПАУ		I		II		III		IV	
		О	E	Q _{pyr}	E _{pyr}	Q _{pyr}	E _{pyr}	Q _{pyr}	E _{pyr}
2-ядерные	НАФГ	32.7 ± 8.1	20.0 ± 6.2	1092.5 ± 99.6	28.3 ± 11.8	306.9 ± 45.2	28.0 ± 12.6	338.9 ± 105.0	21.7 ± 9.5
	АЦЕ	—	—	—	—	—	—	—	—
3-ядерные	ФЛУ	3.9 ± 0.7	2.5 ± 0.7	77.2 ± 12.1	2.3 ± 0.8	52.7 ± 8.7	5.6 ± 1.5	49.2 ± 21.8	2.0 ± 0.4
	ФЕН	171.4 ± 71.1	17.0 ± 7.6	326.0 ± 86.7	13.8 3.8	304.1 ± 45.8	28.9 ± 2.8	272.4 ± 158.9	12.0 ± 1.7
4-ядерные	АНТ	4.1 ± 0.9	0.9 ± 0.4	78.4 ± 34.7	1.0 ± 0.3	78.6 ± 33.3	1.5 ± 0.7	45.9 ± 31.0	0.9 ± 0.2
	ФЛА	27.1 ± 7.3	5.0 ± 3.5	87.8 ± 11.3	4.6 ± 1.1	73.1 ± 13.6	5.9 ± 1.8	114.7 ± 11.6	4.0 ± 0.3
ПИР	ПИР	9.5 ± 1.1	2.6 ± 1.5	78.0 ± 29.3	2.5 ± 0.8	75.3 ± 15.3	4.2 ± 1.0	63.0 ± 6.07	2.2 ± 0.4
	БаАНТ	2.3 ± 1.0	1.5 ± 1.7	10.5 ± 18.1	1.4 ± 2.5	—	0.6 ± 1.0	18.9 ± 8.1	1.5 ± 1.3
ХРИ	ХРИ	—	—	—	—	—	0.6 ± 1.1	—	—
	БбФЛА	2.4 ± 0.7	2.8 ± 0.9	32.5 ± 14.5	1.1 ± 2.0	15.8 ± 13.4	2.6 ± 1.7	15.4 ± 11.6	1.9 ± 0.4
5-ядерные	БкФЛА	1.1 ± 0.3	0.3 ± 0.2	5.2 ± 2.2	0.4 ± 0.2	6.3 ± 1.2	0.7 ± 0.2	4.5 ± 4.1	0.7 ± 0.4
	БапИР	1.7 ± 0.6	0.7 ± 0.3	29.4 ± 13.8	0.4 ± 0.4	15.7 ± 3.8	0.9 ± 0.4	17.0 ± 5.8	0.7 ± 0.1
6-ядерные	ДБанАНТ	0.3 ± 0.3	0.1 ± 7.4	7.4 ± 5.9	—	2.1 ± 1.2	—	1.5 ± 0.7	—
	БгнПЕР	3.3 ± 1.1	0.9 ± 0.4	14.7 ± 1.4	0.2 ± 0.4	13.2 ± 1.6	0.7 ± 1.3	14.2 ± 8.5	0.3 ± 0.5

Примечание. НАФГ — нафтилин, АЦЕ — аценафтен, ФЛУ — флуорен, ФЕН — фенантрен, АНТ — антрацен, ФЛА — флуорантен, ПИР — пирен, БаАНТ — бенз[а]антрацен, ХРИ — хризен, БбФЛА — бенз[б]флуорантен, БкФЛА — бенз[к]флуорантен, БапИР — бенз[а]пирен, ДБанАНТ — дифенилантрацен, БгнПЕР — бенз[г][перилен], I — условно-фоновый участок, II — почва горельника через два дня после пожара, III — через год и два месяца после пожара, IV — через два года и три месяца, прочерк — не обнаружено.

Таблица 2. Состав и некоторые химические свойства лизиметрических вод верхнего органогенного горизонта

Дата отбора проб	День после пожара*	TC, мг/дм ³			TOC, мг/дм ³			IC, мг/дм ³			TN, мг/дм ³			рН			α, мкСм/см	
		Г	Ф	Г	Г	Ф	Г	Г	Ф	Г	Г	Ф	Г	Г	Ф	Г	Ф	Г
04.08.2021	10 (10)	186.0	н	181.5	н	4.5	н	2.5	н	5.8	н	72.6	н					
26.08.2021	35 (25)	67.0	н	64.0	н	3.1	н	2.8	н	5.0	н	48.9	н					
28.09.2021	68 (33)	32.0	н	31.0	н	0.9	н	1.3	н	5.7	н	22.3	н					
04.11.2021	106 (38)	16.9	н	16.2	н	0.7	н	0.8	н	5.9	н	20.9	н					
19.05.2022	302 (196)	11.0	18.1	10.2	17.9	0.5	0.3	1.0	0.5	5.8	5.3	17.7	14.7					
23.06.2022	337 (35)	35.0	48.0	35.0	48.0	0.5	0.6	7.0	8.2	4.9	5.4	19.2	25.1					
28.07.2022	1 год и 10 сут (38)	29.0	н	27.0	н	2.1	н	5.0	н	5.5	н	25.5	н					
25.08.2022	1 год и 28 сут (29)	26.0	53.0	25.0	52.0	1.7	0.5	0.6	0.6	4.8	4.7	17.7	28.9					
29.09.2022	1 год и 74 сут (36)	14.3	93.0	13.7	90.0	0.6	2.9	0.9	0.7	5.6	4.6	15.0	33.0					
19.10.2022	1 год и 93 сут (21)	54.0	112.0	21.0	111.0	34.0	0.9	0.6	0.6	4.6	4.5	33.8	34.7					

Примечание. Total Carbon (TC) – общий углерод, Total Organic Carbon (TOC) – общий органический углерод, Inorganic Carbon (IC) – неорганический углерод, Total Nitro (TN) – общий азот, pH – водородный показатель, α – удельная электропроводность, Г – горельник, Ф – фон.

* В скобках указано число дней аккумулирования лизиметрических вод, н – воды не было.

Таблица 3. Концентрации отдельных ПАУ в лизиметрических водах постприогенного (I) и условно-фонового (II) участков, нг/дм³

Период отбора*	2-ядерные						3-ядерные			4-ядерные			5-ядерные			6-ядерные		
	НАФГ	АЦЕ	ФЛУ	ФЕН	АНТ	ФЛА	ПИР	БААНТ	ХРИ	БбФЛА	БкФЛА	БАПИР	ДБанАНТ	БгнПЕР	ИТИР			
10 сут (10)	93.8	38.3	121.3	215.4	19.3	12.3	19.0	1.8	4.1	—	0.8	1.3	—	—	—	—	—	—
35 сут (25)	54.0	45.7	38.4	71.0	5.8	14.6	23.4	46.7	6.3	56.9	19.9	23.4	4.9	5.8	—	—	—	—
68 сут (33)	17.1	3.4	7.5	0.2	6.1	5.9	1.2	0.8	2.3	0.5	0.6	—	—	—	—	—	—	—
106 сут (38)	25.3	32.5	24.1	26.8	1.3	3.8	8.6	0.7	1.4	0.5	0.4	—	—	—	—	—	—	—
302 сут (196)	13.3	23.7	27.1	18.6	2.1	5.1	7.4	0.2	0.2	—	0.2	—	—	—	—	—	—	—
337 сут (35)	3.5	14.6	10.0	10.7	2.6	4.5	2.9	6.0	3.0	—	—	1.0	6.0	6.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1 год и 10 сут (38)	8.0	22.5	21.5	24.5	1.5	3.3	2.3	6.0	3.0	2.4	1.6	1.2	6.0	6.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1 год и 28 сут (29)	6.7	12.6	14.9	23.5	1.3	4.2	2.2	—	0.7	—	0.1	0.1	—	—	—	—	—	—
1 год и 74 сут (36)	2.8	13.6	12.0	11.0	1.4	1.5	2.3	1.2	0.1	0.4	0.2	0.2	6.0	0.4	20.0	20.0	20.0	20.0
1 год и 93 сут (21)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I																		
10 сут (10)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
35 сут (25)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
68 сут (33)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
106 сут (38)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
302 сут (196)	20.0	27.6	27.6	18.4	2.0	20.0	20.0	6.0	3.0	6.0	1.0	1.0	6.0	6.0	20.0	20.0	20.0	20.0
337 сут (35)	11.2	10.4	6.9	16.6	1.5	5.5	4.9	6.0	3.0	2.4	0.9	1.0	6.0	6.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1 год и 10 сут (38)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
1 год и 28 сут (29)	19.3	1.2	2.5	15.3	1.1	4.6	3.2	—	0.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1 год и 74 сут (36)	2.5	7.3	7.3	16.2	1.2	2.0	1.9	1.7	0.3	0.5	0.2	0.2	6.0	0.4	20.0	20.0	20.0	20.0
1 год и 93 сут (21)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II																		
10 сут (10)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
35 сут (25)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
68 сут (33)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
106 сут (38)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
302 сут (196)	20.0	27.6	27.6	18.4	2.0	20.0	20.0	6.0	3.0	6.0	1.0	1.0	6.0	6.0	20.0	20.0	20.0	20.0
337 сут (35)	11.2	10.4	6.9	16.6	1.5	5.5	4.9	6.0	3.0	2.4	0.9	1.0	6.0	6.0	20.0	20.0	20.0	20.0
1 год и 10 сут (38)	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н
1 год и 28 сут (29)	19.3	1.2	2.5	15.3	1.1	4.6	3.2	—	0.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1 год и 74 сут (36)	2.5	7.3	7.3	16.2	1.2	2.0	1.9	1.7	0.3	0.5	0.2	0.2	6.0	0.4	20.0	20.0	20.0	20.0
1 год и 93 сут (21)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. НАФГ – нафтилин, АЦЕ – аценафтен, ФЛУ – флуорен, ФЕН – фенантрен, АНТ – антрацен, ФЛА – флуорантен, ПИР – пирен, БаАНТ – бенз[а]антрацен, ХРИ – хризен, БбФЛА – бенз[б]флуорантен, БкФЛА – бенз[к]флуорантен, БапИР – бенз[а]пирен, ДБанАНТ – дibenз[а,г]антрацен, БгнПЕР – бенз[г]пирол[е]н, ИТИР – инден[1,2,3-сд]пирен.

* В скобках указано количество стоков накопления ПАУ в лизиметрических водах между отборами проб, н – воды не было, прочерк – не обнаружено.

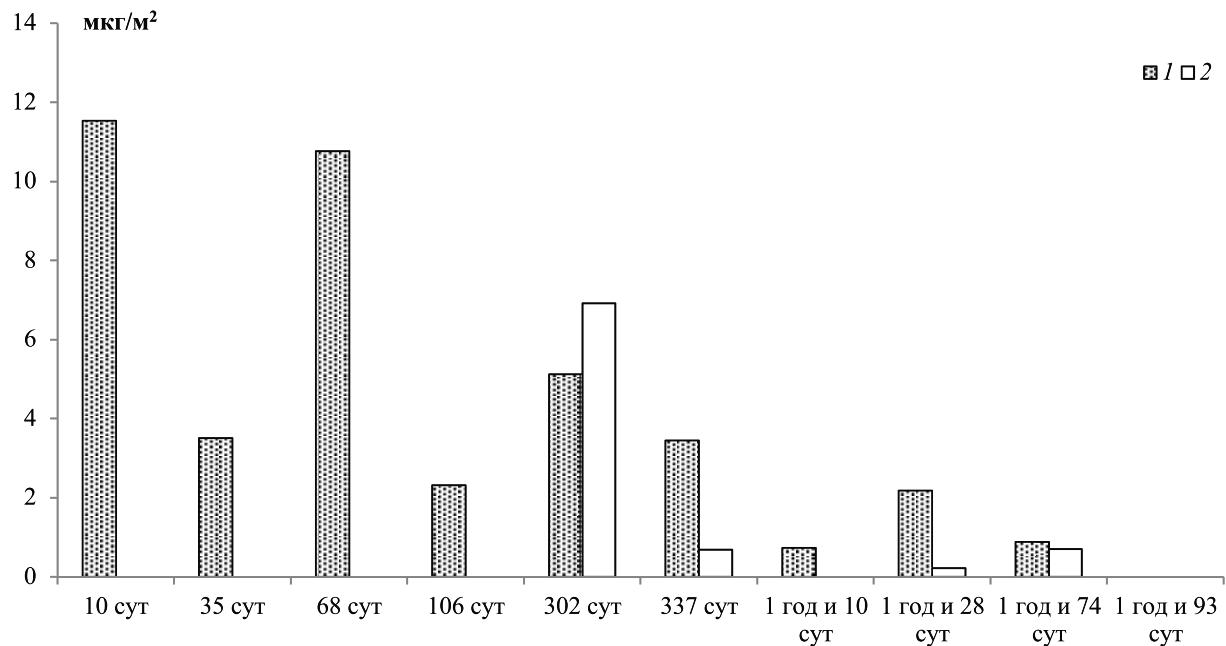


Рис. 5. Вынос ПАУ из верхнего органогенного горизонта почвы горельника (1) и условно-фонового участка (2).

составил 15 суток) после пожара вынос соединений составил 3.31 мкг/м². С августа по сентябрь 2021 г. (за 33 сут) вынос ПАУ составил 10.76 мкг/м², что в три раза больше, чем было обнаружено за прошлый месяц. В период с сентября по октябрь 2021 года (т.е. в течение 38 сут), концентрация значительно снизилась до 2.31 мкг/м². В мае, в период снеготаяния (т.е. за 196 сут), концентрация выноса составила 5.12 мкг/м², что в 2 раза больше, чем результаты, полученные в ноябре 2021 г. и меньше, чем показатели условно-фонового участка (6.91 мкг/м²). Подобный скачок можно объяснить активным снеготаянием за длительный период между отборами (196 сут), когда вместе с атмосферным переносом соединений в почву поступает большое количество воды [12]. С мая по июнь 2022 г. (т.е. за 35 сут), вынос ПАУ составил 3.45 мкг/м², что в три раза больше по сравнению с условно-фоновым участком (0.69 мкг/м²). С июня по август концентрация выноса с пирогенного участка уменьшилась еще в 3 раза и составила 0.73 мкг/м². Для условно-фонового участка за этот период ПАУ не были обнаружены. С июля по август (т.е. за 29 сут) вынос ПАУ составил 2.19 мкг/м², что в два раза больше по сравнению с данными условно-фонового участка за этот же период (0.21 мкг/м²). С августа по сентябрь 2022 года (за 35 сут) концентрация выноса составила 0.87 мкг/м², что говорит о том, что значительная часть пирогенно-модифицированных соединений была вымыта из почвы в первые месяцы после воздействия. Таким образом, выявлено, что уже через четыре месяца после пожара была

вымыта большая часть миграционно-способных ПАУ из сгоревшей подстилки. После этого, на протяжении года, суммарная массовая концентрация ПАУ в лизиметрических водах оставалась практически неизменной и не отличалась от содержания в лизиметрических водах условно-фонового участка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенных исследований обнаружено, что пожары могут приводить к увеличению общего содержания углерода и азота в верхнем органогенном горизонте. Через год после пожара их содержание в почвах горельника начинает уменьшаться, а значения приближаются к показателям условно-фонового участка. Беглые низовые пожары приводят к увеличению суммарного содержания РуС в органогенных горизонтах. Установлено распределение РуС между органическим слоем и верхним минеральным горизонтом для иллювиально-железистых подзолов. Концентрация ПАУ в верхнем органогенном горизонте достигает наибольшего значения непосредственно после пожара. Выявлен залповий вынос пирогенных частиц, органического и неорганического водорастворимого углерода из пирогенного горизонта в первые сутки после пожара. Через три месяца концентрация этих соединений в лизиметрических водах резко сокращается. Уже на второй год после пожара состав лизиметрических вод приближается к условно-фоновым значениям.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Работа выполнена в рамках Госбюджетной темы “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).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккумуляция углерода в лесных почвах и сукцессионный статус лесов / Под ред. Н.В. Лукиной. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2018. 232 с.
2. Бескоровайная И.Н., Иванова Г.А., Тарасов П.А., Сорокин Н.Д., Богородская А.В., Иванов В.А., Конард С.Т., Макаре Д.Дж., Пирогенная трансформация почв сосняков средней тайги Красноярского края // Сибирский экологический журнал. Т. 1. 2005. С. 143–152.
3. Брянин С.В. Миграция и аккумуляция зольных элементов в лесных ландшафтах под влиянием периодических пожаров на Амуро-Зейской равнине // Фундаментальные исследования. 2014. № 8-4. С. 859–863.
4. Брянин С.В., Данилов А.В., Суслопарова Е.С., Иванов А.В. Пулы пирогенного углерода лесных почв Верхнего Приамурья // Лесоведение. 2022. № 3. С. 285–296.
<https://doi.org/10.31857/S0024114822030044>
5. Ведрова Э.Ф., Евдокименко М.Д., Безкоровайная И.Н., Мухортова Л.В., Чередникова Ю.С. Запасы углерода в органическом веществе послепожарных сосняков Юго-Западного Прибайкалья // Лесоведение. 2012. № 1. С. 3–13.
6. Ведрова Э.Ф., Корсунов В.М. Миграция водорастворимых продуктов в почвах сосновых лесов // Почвы сосновых лесов Сибири. Красноярск: Ин-т леса и древесины им. В.Н. Сукачева СО АН СССР, 1986. С. 24–33.
7. Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенок Б.М., Полициклические ароматические углеводороды в подзолистых и торфянисто-подзолисто-глеевых почвах фоновых ландшафтов // Почвоведение. 2007. № 3. С. 282–291.
8. Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенок Б.М., Яковлева Е.В., Закономерности формирования полициклических ароматических углеводородов в почвах северной и средней тайги // Почвоведение. 2008. № 9. С. 66–74.
9. Дымов А.А. Сукцессии почв в бореальных лесах Республики Коми. М.: ГЕОС, 2020. 336 с.
<https://doi.org/10.34756/GEOS.2020.10.37828>
10. Максимова Е.Ю., Цибарт А.С., Абакумов Е.В. Полициклические ароматические углеводороды в почвах, пройденных верховым и низовым пожаром // Известия Самарского научного центра РАН. 2013. Т. 15. № 3. С. 63–68.
11. Полевой определитель почв России. М., 2008. 182 с.
12. Робакидзе Е.А., Торлопова Н.В., Бобкова К.С. Химический состав жидких атмосферных осадков в старовозрастных ельниках средней тайги // Геохимия. 2013. № 1. С. 72.
<https://doi.org/10.7868/S001675251211009X>
13. Тарасов П.А., Иванов В.А., Иванова Г.А., Безкоровайная И.Н., Постпирогенная динамика агротехнических показателей песчаных подзолов в сосняках Южной тайги // Хвойные бореальной зоны. 2023. Т. XLI. № 2. С. 162–175.
<https://doi.org/10.53374/1993-0135-2023-2-162-175>
14. Baldock J.A., Preston C.M. Chemistry of carbon decomposition processes in forests as revealed by solid-state carbon-13 nuclear magnetic resonance // Carbon Forms and Functions in Forest Soils. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin, 1995. P. 89–117.
15. Bento-Goncalves A., Vieira A., Ubeda X., Martin D. Fire and soils: Key concepts and recent advances // Geoderma. 2012. V. 191. P. 3–13.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.01.004>
16. Brodowski S., Rodionov A., Haumaier L., Glaser B. and Amelung W. Revised black carbon assessment using benzene polycarboxylic acids // Organic Geochemistry 2005. V. 36. P. 1299–1310.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.03.011>
17. Certini G. Fire as a soil-forming factor // Ambio. 2014. V. 43. P. 191–195.
<https://doi.org/10.1007/s13280-013-0418-2>
18. Chebykina E.Y., Abakumov E.V., Kimeklis A.K., Gladkov G.V., Andronov E.E., Dymov A.A. Wildfires' Effect on Soil Properties and Bacterial Biodiversity of Post-pyrogenic Histic Podzols (Middle Taiga, Komi Republic) // Forests. 2024. 15. 145.
<https://doi.org/10.3390/f15010145>
19. Czimczik C.I., Schmidt M.W.I., Schulze E.D. Effects of increasing fire frequency on black carbon and organic matter in Podzols of Siberian Scots pine forests // Eur. J. Soil Sci. 2005. V. 56. P. 417–428.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2004.00665.x>

20. Dymov A.A., Abakumov E.V., Bezkorovaynaya I.N., Prokushkin A.S., Kuzyakov Y.V., Milanovsky Y.E. Impact of forest fire on soil properties (review) // Theor. Appl. Ecol. 2018. V. 4. P. 13–23.
<https://doi.org/10.25750/1995-4301-2018-4-013-023>
21. Dymov A.A., Gorbach N.M., Goncharova N.N., Gabov D.N., Kutyavin I.N., Startsev V.V., Karpenko L.V., Mazur A.S., Grodnitskaya I.D. Holocene and recent fires influence on soil organic matter, microbiological and physico-chemical properties of peats in the European North-East of Russia // Catena. 2022. V. 217. P. 106449.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106449>
22. Dymov A.A., Startsev V.V., Yakovleva E.V., Dubrovskiy Y.A., Milanovsky E.Y., Severgina D.A., Panov A.V., Prokushkin A.S. Fire-induced alterations of soil properties in Albic Podzols developed under pine forests (middle taiga, Krasnoyarsky Kray) // Fire. 2023. V. 6. P. 67.
<https://doi.org/10.3390/fire6020067>
23. Egli M., Mastrolonardo G., Seiler R., Raimondi S., Favilli F., Crimi V., Krebs R., Cherubini P., Certini G. Charcoal and stable soil organic matter as indicators of fire frequency, climate and past vegetation in volcanic soils of Mt. Etna, Sicily // Catena. 2012. V. 88. P. 14–26.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.08.006>
24. Forbes M.S., Raison R.J., Skjemstad J.O. Formation, transformation and transport of black carbon (charcoal) in terrestrial and aquatic ecosystems // Sci. Total Environ. 2006. V. 370. P. 190–206.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.06.007>
25. Glaser B., Haumaier L., Guggenberger G. and Zech W. Black carbon in soils: The use of benzenecarboxylic acids as specific markers // Organic Geochemistry. 1998. V. 29. P. 811– 819.
26. Ponomarev E.I., Zabrodin A.N., Shvetsov E.G., Ponomareva T.V. Wildfire Intensity and Fire Emissions in Siberia // Fire. 2023. V. 6. P. 246.
<https://doi.org/10.3390/fire6070246>
27. Preston C.M., Schmidt M.W.I. Black (pyrogenic) carbon: a synthesis of current knowledge and uncertainties with special consideration of boreal regions // Biogeosciences 2006. V. 3. P. 397–420.
28. Reisser M., Purves R.S., Schmidt M.W.I., Abiven S. Pyrogenic carbon in soils: a literature-based inventory and a global estimation of its content in soil organic carbon and stocks // Frontiers of Earth Science. 2016. V. 4. P. 1–14.
<https://doi.org/10.3389/feart.2016.00080>
29. Startsev V., Gorbach N., Mazur A., Prokushkin A., Karpenko L., Dymov A. Macrocharcoal Signals in Histosols Reveal Wildfire History of Vast Western Siberian Forest-Peatland Complexes // Plants. 2022. V. 11. P. 3478.
<https://doi.org/10.3390/plants11243478>
30. Sushkova S.N., Minkina T. M., Dudnikova T. S. et al. Reduced plant uptake of PAHs from soil amended with sunflower husk bio // Eurasian J. Soil Sci. 2021. V. 10. P. 269–277.
<https://doi.org/10.18393/ejss.935397>
31. Vergnoux A., Malleret L., Asia L., Doumenq P., Theraulaz F. Impact of forest fires on PAH level and distribution in soils // Environmental Research. 2011. V. 111. P. 193–198.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2010.01.008>
32. Wiedemeier D.B., Brodowski S., Wiesenberg G.L.B. Pyrogenic molecular markers: Linking PAH with BPCA analysis // Chemosphere. 2015. V. 119. P. 432–437.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemosphere.2014.06.046>

Changes in the Composition of Upper Soil Horizons and Lysimetric Waters in the First Years after a Surface Fire in a Lichen Pine Forest in the Komi Republic

I. V. Payusova¹, * D. N. Gabov¹, I. V. Gruzdev¹, and A. A. Dymov¹

¹Institute of Biology, Federal Research Center of the Komi Scientific Center,
Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Syktyvkar, 167982 Russia

*e-mail: pajusova@ib.komisc.ru

The change in the chemical composition of the upper soil horizons (*Albic Podzol*) of lichen pine forests affected by a runaway ground fire in the middle taiga of the Komi Republic was studied. It was revealed that two days after the fire, the total carbon content in the pyrogenic horizon (Q_{pyr}) increases by 1.3 times compared to the litter of the conditionally background area. During further post-pyrogeic succession, the total carbon content in the upper pyrogenic horizon decreases. Immediately after the fire, an increase in the content of benzenepolycarboxylic acids in the pyrogenic horizon was revealed

by 14.5 times compared with the litter of the conditionally background area. The concentration of polycyclic aromatic hydrocarbons is 7 times higher than their content in the litter of the original forest. It has been shown that in the first 10 days after a fire, a “volley” removal of carbon—4 g/m² and PAHs—11.5 µg/m²—occurs from under the pyrogenic horizon. Increased removal compared to the conventionally background area can be observed in the first three months. In the course of further evolution, the chemical composition of lysimetric waters approaches conditionally background values, and after two years the concentration of both carbon and PAHs is close to conditionally background values.

Keywords: boreal forests, pyrogenic carbon of the pyrogenic horizon, polycyclic aromatic hydrocarbons, carbon of lysimetric waters, benzenopolycarboxylic acids, lysimeters