



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

www.sciencejournals.ru

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



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 12, 2023

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Пространственно-временная изменчивость содержания и запасов органического вещества почвы: аналитический обзор

Н. Б. Хитров, Д. А. Никитин, Е. А. Иванова, М. В. Семенов 1493

Супрагляциальные почвы и почвоподобные тела: разнообразие, генезис, функционирование (обзор)

Н. С. Мергелов, С. В. Горячкин, Э. П. Зазовская, Д. В. Карелин, Д. А. Никитин, С. С. Кутузов 1522

Особенности почвообразования в дренированных озерных котловинах Большеземельской тундры

Д. А. Каверин, С. В. Денева, А. В. Пастухов, С. В. Якубенко 1562

Почвы приозерных понижений пульсирующих хлоридных озер области внутреннего стока Центральной Азии

В. И. Убугунова, Л. Л. Убугунов, А. Д. Жамбалова, Т. А. Аюшина, В. Л. Убугунов 1580

Палеокриолитопедогенез и эволюция дерново-подзолистых почв таежной зоны севера Восточно-Европейской равнины

А. Ю. Овчинников, О. И. Худяков, О. С. Хохлова, А. М. Макшанов 1596

ХИМИЯ ПОЧВ

Содержание и подвижность металлов в олиготрофных торфяных почвах криолитозоны Западной Сибири

Д. А. Соколов, И. С. Иванова, Т. И. Сиромля 1612

Содержание органического вещества и скорость разложения стандартного материала в почвах высокогорных фитоценозов Тебердинского национального парка

Т. Г. Елумеева, М. И. Макаров, М. С. Кадулин, К. Н. Замалетдинова, Т. И. Малышева, Д. М. Гулов, А. А. Ахметжанова, М. А. Чепурнова, В. Г. Онипченко 1628

ФИЗИКА ПОЧВ

Исследование вертикального переноса влаги в лизиметрах

А. Н. Салугин, Р. Н. Балкушкин 1644

Кинетическая оценка способности к биодegradации гелеформирующих почвенных кондиционеров в инкубационных экспериментах с инструментальным мониторингом диоксида углерода

А. В. Смагин, Н. Б. Садовникова, Е. А. Беляева, К. В. Корчагина, А. А. Кокорева, В. Н. Кривцова 1654

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Динамика агроэкологического состояния почв Белгородской области при длительном сельскохозяйственном использовании

С. В. Лукин 1671

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Оценка запасов углерода в почвах лесных экосистем как основа мониторинга
климатически активных веществ

Г. Н. Копчик, С. В. Копчик, Ю. В. Куприянова, М. С. Кадулин, И. Е. Смирнова

1686

Contents

No. 12, 2023

Genesis and Geography of Soils

- Changeability of Content and Storage of Soil Organic Matter: an Analytical Review
N. B. Khitrov, D. A. Nikitin, E. A. Ivanova, and M. V. Semenov 1493
- Supraglacial Soils and Soil-Like Bodies: Diversity, Genesis, Functioning (Review)
*N. S. Mergelov, S. V. Goryachkin, E. P. Zazovskaya, D. V. Karelin,
D. A. Nikitin, and S. S. Kutuzov* 1522
- Soil Formation Features in Drained Lake Basins of the Bolshezemelskaya Tundra
D. A. Kaverin, S. V. Deneva, A. V. Pastukhov, and S. V. Yakubenko 1562
- Soils of Lakeside Depressions of Pulsing Chloride Lakes of Internal Runoff in Central Asia: Morphology, Physical-Chemical and Geochemical Features
V. I. Ubugunova, L. L. Ubugunov, A. D. Zhambalova, T. A. Ayushina, and V. L. Ubugunov 1580
- Paleocryolithopedogenesis and Evolution Sod-Podzolic Soils of the Taiga Zone Northeast of the East European Plain
A. Yu. Ovchinnikov, O. I. Khudyakov, O. S. Khokhlova, and A. M. Makshanov 1596

Soil Chemistry

- Content and Mobility Metals in Oligotrophic Peat Soils of the Cryolithozone of Western Siberia
D. A. Sokolov, I. S. Ivanova, and T. I. Siromlya 1612
- Organic Matter Content and Standard Material Decomposition Rate in Soils of the High Mountain Plant Communities of the Teberda National Park
*T. G. Elumeeva, M. I. Makarov, M. S. Kadulin, K. N. Zamaletdinova, T. I. Malysheva,
D. M. Gulov, A. A. Akhmetzhanova, M. A. Chepurnova, and V. G. Onipchenko* 1628

Soil Physics

- Vertical Moisture Transfer Investigation on Lysimeters Taking into Account Substrates Granulometric Heterogeneity
A. N. Salugin, and R. N. Balkushkin 1644
- Kinetic Assessment of the Biodegradability of Gel-Forming Soil Conditioners in Incubation Experiments with Instrumental Monitoring of Carbon Dioxide
*A. V. Smagin, N. B. Sadovnikova, E. A. Belyaeva, K. V. Korchagina,
A. A. Kokoreva, and V. N. Krivtsova* 1654

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

- Dynamics of the Agroecological State of the Soils of the Central Chernozem Region during Long-Term Agricultural Use (on the Example of the Belgorod Region)
S. V. Lukin 1671

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

- Estimation of Carbon Stocks in Soils of Forest Ecosystems as a Basis for Monitoring Climatically Active Substances
G. N. Koptsik, S. V. Koptsik, I. V. Kupriyanova, M. S. Kadulin, and I. E. Smirnova 1686

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ
СОДЕРЖАНИЯ И ЗАПАСОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВЫ:
АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР

© 2023 г. Н. Б. Хитров^а, * (ORCID: 0000-0001-5151-5109), Д. А. Никитин^а (ORCID: 0000-0002-8533-6536),
Е. А. Иванова^а (ORCID: 0000-0003-1589-9875), М. В. Семенов^а (ORCID: 0000-0001-6811-5793)

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

*e-mail: khitrovn@gmail.com

Поступила в редакцию 04.05.2023 г.

После доработки 16.07.2023 г.

Принята к публикации 17.07.2023 г.

Цель аналитического обзора — систематизировать сведения о количественных характеристиках изменчивости содержания и запаса органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в почвах. Рассмотрены оценки правильности и воспроизводимости определения содержания $C_{\text{орг}}$, пространственной вариабельности и неоднородности $C_{\text{орг}}$ на разных уровнях строения почвенного покрова, изменения во времени. Показано, что пространственная составляющая является самым мощным фактором изменчивости $C_{\text{орг}}$ в почвах. Выявлен тренд увеличения абсолютного стандартного отклонения и коэффициента вариации содержания и запаса $C_{\text{орг}}$ в почве по мере увеличения логарифма площади исследуемого участка. Он проявляется на фоне широкого разброса значений показателей пространственного варьирования в каждом узком диапазоне изменения площади участка. Это приводит к высокой неопределенности оценок по мере увеличения охвата территории. Среди используемых методов определения содержания $C_{\text{орг}}$ предпочтительным считается прямой метод сухого сжигания. Он позволяет получать правильные (т.е. с наименьшими систематическими отклонениями) и хорошо воспроизводимые данные. Косвенные методы Тюрина и Walkley-Black систематически занижают содержание $C_{\text{орг}}$ и имеют воспроизводимость, сопоставимую с амплитудой сезонной динамики и с минимальными значениями характеристик пространственного варьирования в пределах элементарного почвенного ареала. Для получения оценок многолетнего тренда изменения $C_{\text{орг}}$ требуется строгое соблюдение жестких условий мониторинга на интервалах времени более 15 лет. Запас $C_{\text{орг}}$ варьирует в пространстве сильнее, чем содержание $C_{\text{орг}}$, что еще больше повышает требования к мониторингу.

Ключевые слова: органический углерод почвы, аналитическая воспроизводимость результатов, пространственное варьирование, сезонная динамика, многолетний тренд

DOI: 10.31857/S0032180X23600841, EDN: DQYRHW

ВВЕДЕНИЕ

Проблема глобального изменения климата Земли тесно связана с исследованием цикла углерода в почвах [118, 119]. Многие почвенные процессы напрямую связаны с динамикой соединений углерода. В почвах осуществляются процессы разложения, трансформации и минерализации поступающего в них органического вещества (ОВ) из биоценоза или в результате хозяйственной деятельности человека, растворение и формирование карбонатных минералов, выделение в атмосферу углекислого газа, образовавшегося в результате дыхания корней растений, почвенной фауны, микроорганизмов. Также в почве происходит минерализация ОВ, миграция с почвенными растворами в грунтовые воды ионов

CO_3^{2-} , HCO_3^- , растворенных органических, органо-минеральных веществ и углекислого газа.

В состав ОВ почвы входят растительные остатки и животные останки разной степени разложения, неспецифические ОВ индивидуальной природы (лигнины, белки, углеводы, липиды, воска, смолы, нуклеиновые кислоты и прочие), гумус, органо-минеральные соединения. ОВ является ключевым компонентом почвы, влияющим на ее физические, химические и биологические свойства, определяя ее плодородие, урожайность сельскохозяйственных культур и экологическое функционирование [42]. Содержание и формы органического углерода ($C_{\text{орг}}$) являются результатом взаимодействия таких экосистемных процессов, как фотосинтез, дыхание, разложение, трансформация и минерализация ОВ [44, 88].

Антропогенная трансформация нативных экосистем приводит к усиленной минерализации ОБ почвы [114]. По приблизительной оценке, эмиссия CO_2 из почвы достигла 100 Гт в углеродном эквиваленте на глобальном уровне [123]. Вместе с тем деятельность человека, направленная на рациональное природопользование, может приводить и к накоплению $\text{C}_{\text{орг}}$ в почве [114, 123]. Этому способствуют уменьшение интенсивности обработки почвы, снижение эрозии (террасирование, исключение смыва, защита от выдувания), увеличение поступления ОБ в почву (внесение соломы, компоста, навоза), использование покровных культур, перевод пашни в залежь или пастбище, восстановление деградированных почв [114, 118, 123, 160], удобрение и известкование почв пастбищ [106].

Почва — гетерогенная и эволюционирующая система, поэтому все пулы ОБ в разной степени динамичны во времени и изменяются в пространстве, что необходимо учитывать при планировании экспериментов, в прогнозах, организации и проведении мониторинговых исследований. Информация о пространственном варьировании ОБ почв важна для устойчивого землепользования на разных иерархических уровнях от сельскохозяйственного поля до континента [109].

Цель аналитического обзора — систематизировать сведения о количественных характеристиках изменчивости содержания и запаса $\text{C}_{\text{орг}}$ в почвах, которые связаны с оценками правильности и воспроизводимости определения $\text{C}_{\text{орг}}$, пространственной вариабельности и неоднородности на разных уровнях строения почвенного покрова и изменения их во времени.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ И ЗАПАСА $\text{C}_{\text{орг}}$ ПОЧВЫ И ИХ МЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В настоящее время для определения $\text{C}_{\text{орг}}$ в почвах используют: (а) метод Тюрина [68] и его модификации [16, 45, 69]; (б) метод Walkley-Black [107]; (в) метод сухого сжигания с использованием автоматических анализаторов [1, 108, 131, 150]. Методы Тюрина и Walkley-Black относятся к группе косвенных, поскольку $\text{C}_{\text{орг}}$ оценивают по окисляемости ОБ [30], а не определяют собственно содержание углерода ОБ. Метод сухого сжигания является прямым и предполагает разрушение ОБ при высокой температуре в токе кислорода до образования углекислого газа, количество которого измеряют разными способами. В карбонатных горизонтах почв метод сухого сжигания позволяет определять содержание общего углерода ($\text{C}_{\text{общ}}$), включающего органический и неорганический вместе [1, 84, 92, 131]. Поэтому в почвах, не содержащих карбонатов, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ при-

нимают равным $\text{C}_{\text{общ}}$, а в карбонатных горизонтах дополнительно определяют содержание углерода неорганических соединений ($\text{C}_{\text{неорг}}$), прежде всего карбонатов, и содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ рассчитывают по разности $\text{C}_{\text{общ}}$ и $\text{C}_{\text{неорг}}$ [1, 30].

Значения содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, получаемые указанными методами, существенно различаются. Это связано с двумя группами причин: (а) разными параметрами окисления при взаимодействии навески почвы с хромовой смесью [45, 79, 146]; (б) неодинаковой степенью внутримолекулярной окисленности ОБ в почвах, которая изменяется чаще всего в диапазоне от 10 до 25% с минимальным значением —48.8% и максимальным +38.9%, по данным [47] и нескольких публикаций, систематизированных в работе Когута и Фрида [30]. Первая причина делает плохо сопоставимыми метод Тюрина в разных модификациях и метод Walkley-Black, вторая приводит к невозможности корректного сравнения двух указанных методов оценки $\text{C}_{\text{орг}}$ по окисляемости с прямым методом определения $\text{C}_{\text{орг}}$, методом сухого сжигания. Формально, соотношение $\text{C}_{\text{орг}}$, определяемого по окисляемости ($\text{C}_{\text{орг}}^{\text{ок}}$), с $\text{C}_{\text{орг}}$, определяемого методом сухого сжигания ($\text{C}_{\text{орг}}^{\text{сух}}$), связаны следующими соотношениями, основанными на формуле, предложенной Пономаревой и Плотниковой [47] для определения степени внутримолекулярной окисленности ОБ (ω) в почвах:

$$\text{C}_{\text{орг}}^{\text{ок}} = K_1 \text{C}_{\text{орг}}^{\text{сух}},$$

$$\text{C}_{\text{орг}}^{\text{сух}} = K_2 \text{C}_{\text{орг}}^{\text{ок}},$$

$$K_1 = \left(1 - \frac{\omega}{100}\right),$$

$$K_2 = 1/K_1,$$

где K_1 и K_2 — коэффициенты перехода.

Учитывая изменчивость ω в разных почвах, отмеченную выше, получаем диапазоны коэффициентов перехода K_1 от 1.49 до 0.61 и K_2 от 0.67 до 1.64. На этот факт настойчиво обращали внимание Когут, Большаков и Фрид в методических указаниях по аналитическому обеспечению мониторинга гумусового состояния почв [1].

В литературе предлагаются конкретные коэффициенты перехода K_2 , основанные на статистической оценке связи результатов, полученных двумя методами для некоторой выборки образцов почв. Например, в работе [146] на основе выборки из 7 стандартных образцов почв Российской Федерации и 3 стандартных образцов GLOSO-LAN ($n = 10$) для метода Тюрина указано среднее значение $K_2 = 1.24$ при разбросе от 1.15 до 1.41, для метода Walkley-Black — $K_2 = 1.3$ при разбросе от 1.24 до 1.47. Добавив в выборку более 100 образцов

разных почв были получены коэффициенты 1.15 для метода Тюрина и 1.3 для метода Walkley-Black [146], которые рекомендованы в стандарте ФАО [69]. В статье [30] для 10 стандартных образцов почв (других по сравнению с использованными в статье [146]) получен обобщенный пересчетный коэффициент с обобщенной погрешностью 1.28 ± 0.19 , т.е. доверительный интервал составлял от 1.09 до 1.47. Для отдельных почв получены другие коэффициенты: для черноземов 1.22 ± 0.10 , для дерново-подзолистых почв 1.30 ± 0.29 .

Иными словами, для всех почв *единого постоянного переводного коэффициента* значений содержания $C_{\text{орг}}$, определяемых методами Тюрина или Walkley-Black, в значения, получаемые сухим сжиганием, *принять невозможно*. Полученные оценки для отдельных почв [30] тоже характеризуются широким разбросом. Для конкретных территорий с длительными опытами или архивными данными варьирование переводных коэффициентов не оценивали. По этой причине использование переводных коэффициентов следует рассматривать как *способ грубой гармонизации объединяемых разнородных данных*, измеренных разными методами. Если допустить подобную гармонизацию данных, то в результате появится дополнительный фактор варьирования переводных коэффициентов значений $C_{\text{орг}}$, полученных разными методами, и будет резко снижена возможность сопоставления таких синтетических выборок содержания $C_{\text{орг}}$ в пространстве и во времени, на что неоднократно обращал внимание Когут [1, 29, 30].

Используемые методы определения $C_{\text{орг}}$ имеют отличающиеся метрологические характеристики правильности и воспроизводимости.

Правильность оценивают по величине систематического отклонения результата измерения от истинного или действительного значения, используемого вместо истинного. Для обеспечения правильности результатов обычно используют аттестованные стандартные образцы [40]. Метод сухого сжигания для определения $C_{\text{орг}}$ характеризуется высокой степенью правильности, которая может отличаться для анализаторов, производимых разными фирмами [1].

Методы определения $C_{\text{орг}}$ по окисляемости дают систематически сильно смещенные результаты чаще всего в сторону более низких значений [44, 131]. Разные модификации метода Тюрина во внутрилабораторном эксперименте дают статистически различающиеся значения средних. При этом для конкретных анализируемых образцов почв общий разброс средних, полученных разными модификациями, достигает 30 отн. % [44]. Похожие результаты представлены при сравнении разных процедур окисления ОВ для выбора условий стандартизации [146]. На основе данных статьи [146], получили уравнение линейной регрес-

сии без свободного члена между данными о содержании $C_{\text{орг}}$ в 10 стандартных образцах при использовании методов Тюрина (X) и Walkley-Black (Y): $Y = (0.951 \pm 0.004)X$. Коэффициент, отражающий угол наклона линии регрессии, значительно отличается от 1. Это означает, что метод Walkley-Black дает более низкие значения $C_{\text{орг}}$ по сравнению с методом Тюрина. Аналогичный вывод следует и из предложенных переводных коэффициентов K_2 (1.15 для метода Тюрина и 1.3 для метода Walkley-Black), полученных после статистической обработки более 120 образцов из разных почв [146]. Еще раз обратим внимание, что разброс данных при таких переводах достигает $\pm 20\%$ (относительных). Поэтому трудно согласиться с мнением Шамриковой с соавт. [146], что использование усредненных переводных коэффициентов, отличающихся для разных методов, будет способствовать накоплению информации в обобщенной базе данных для глобальной сети мониторинга качества почв и запасов $C_{\text{орг}}$. Собрать данные возможно, но обрабатывать их совместно весьма проблематично в связи с резким увеличением неопределенности результатов обработки.

Воспроизводимость результатов — это качество, отражающее близость друг к другу результатов анализа, составляющих выборку [15]. Ее устанавливают на основе параллельных или повторных определений [40].

Подробная информация о внутрилабораторном и межлабораторном абсолютном и относительном среднеквадратическом отклонении результатов измерения $C_{\text{орг}}$ методом сухого сжигания на разных автоматических анализаторах представлена в специальной публикации [1]. Результаты получены при аттестации 10 стандартных образцов почв СССР в 9 лабораториях. Внутрилабораторное абсолютное среднеквадратическое отклонение изменяется чаще всего в интервале 0.02–0.05% с минимумом 0.005 и максимумом 0.087% при содержании $C_{\text{орг}} < 2\%$. При содержании $C_{\text{орг}}$ от 2 до 4% эта характеристика немного увеличивается: наиболее часто в интервале 0.03–0.06% с минимумом 0.016 и максимумом 0.114%. Внутрилабораторное относительное среднеквадратическое отклонение (коэффициент вариации), наоборот, наименьший (наиболее часто 1–2%, реже до 4%) при содержании $C_{\text{орг}}$ более 2% и увеличивающийся до 2–3% (максимум до 10%) при содержании $C_{\text{орг}}$ менее 2%. Межлабораторные абсолютные среднеквадратические отклонения содержания $C_{\text{орг}}$ больше. Они равны чаще 0.06–0.12, редко увеличиваясь до 0.21%. При наличии карбонатов в образце величины ошибок средних $C_{\text{орг}}$ увеличиваются по меньшей мере в 1.4 раза ($\sqrt{2}$) или больше в зависимости от погрешностей дополнительного определения $C_{\text{неорг}}$. В стандартной процедуре,

утвержденной ФАО [107], метрологические характеристики методики определения $C_{орг}$ сухим сжиганием на автоматических анализаторах не приведены, даны только указания на процедуру контроля качества выполняемых анализов без конкретных числовых показателей.

Характеристики воспроизводимости результатов анализа методом Тюрина представлены в нескольких видах: (а) для большого массива данных лабораторий агрохимической службы СССР в виде функции, аппроксимирующей изменение допустимых относительных расхождений ($D_{доп}$) [7] или изменение относительного среднеквадратического отклонения [40] в интервале 0.6–10% содержания гумуса, а не $C_{орг}$; после известных преобразований числовые значения абсолютного среднеквадратического отклонения содержания гумуса совпадают при использовании обеих функций; (б) в виде таблицы уменьшающихся $D_{доп}$ (20, 15, 10%) для диапазонов содержания гумуса до 3, свыше 3 до 5, свыше 5 до 15% [16]; (в) единого значения 20% границы относительной погрешности при доверительной вероятности $P = 0.95$ для диапазона $C_{орг}$ от 1.7 до 87 г/кг (т.е. 0.17–8.7%) [69]; (г) усредненного абсолютного среднеквадратического отклонения содержания гумуса для конкретного объекта (дерново-подзолистые почвы), рассчитанного на основе серии образцов (более 100), в которых определения выполнены дважды или трижды [17]; (д) относительного среднеквадратического отклонения $C_{орг}$ раздельно для 10 образцов на основе 6 параллельных измерений в каждом [146].

Имеющиеся данные о воспроизводимости метода трудно сопоставимы напрямую, поэтому в табл. 1 и 2 они представлены в расчетном виде для заданных уровней содержания гумуса и $C_{орг}$. Способы расчета указаны в таблицах. Из них следует, что уменьшение относительного среднеквадратического отклонения по мере увеличения содержания гумуса или $C_{орг}$ сопровождается заметным увеличением абсолютного среднеквадратического отклонения в том же направлении.

По формальным критериям, метод Тюрина имеет более низкую внутрилабораторную воспроизводимость результатов по сравнению с методом Walkley-Black. Ныне действующие официальные документы, принятые в Российской Федерации [16] и ФАО [69], отличаются по регламентации воспроизводимости метода Тюрина. Российский документ предусматривает более строгие пределы. В ретроспективе современное качество выполнения анализов содержания гумуса агрохимической службой России выше по сравнению с начальным периодом ее работы в СССР в последние десятилетия XX в. Межлабораторная воспроизводимость, по определению, ниже по сравнению с внутрилабораторной.

Метод сухого сжигания для определения содержания $C_{общ}$ имеет более высокую воспроизводимость (меньший разброс результатов) по сравнению с методом Тюрина и сопоставимую с методом Walkley-Black. В карбонатных горизонтах воспроизводимость определения $C_{орг}$ методом сухого сжигания сопоставима с методом Тюрина. Вместе с тем еще раз отметим, что метод сухого сжигания имеет явное преимущество в получении правильных результатов по сравнению с обоими методами, основанными на определении окисленности ОВ.

Запас $C_{орг}$ в слое фиксированной толщины почвы рассчитывают на основе данных о содержании $C_{орг}$, плотности, содержании фракции мелкозема в слое и толщины слоя [109]. Каждый из сомножителей имеет свои относительные погрешности, увеличивая суммарную погрешность расчетной величины [18, 50], которая дополнительно масштабируется в зависимости от толщины расчетного слоя и среднего значения запаса $C_{орг}$:

$$S_{cs} = \frac{M H K_3}{1000} \sqrt{V_c^2 + V_p^2 + V_{cf}^2},$$

где S_{cs} – среднеквадратическое отклонение величины запаса $C_{орг}$ (cs); V_c , V_p , V_{cf} – коэффициенты вариации (%) содержания $C_{орг}$ (с), плотности слоя (р) и доли объема, занимаемого мелкоземом (cf); M – среднее значение запаса $C_{орг}$; H – толщина слоя, см; K_3 – масштабный коэффициент, зависящий от единиц запаса $C_{орг}$; $K_3 = 1$ при выражении запаса $C_{орг}$ в кг/м²; $K_3 = 10$ – в т/га.

Кроме того, расчет запаса $C_{орг}$ в слое большой толщины обычно представляет собой сумму запаса $C_{орг}$ входящих в него более тонких слоев с разной плотностью, каменистостью и содержанием $C_{орг}$. Поэтому результирующая погрешность увеличивается [18]:

$$S_{cs,t} = \sqrt{\sum_{i=1}^n S_{cs,i}^2},$$

где $S_{cs,t}$, $S_{cs,i}$ – среднеквадратические отклонения запаса $C_{орг}$ в слое большой толщины (cs, t) и в i -м слое меньшей толщины (cs, i); n – число слоев меньшей толщины, которые суммируются при расчете.

Еще одним фактором, увеличивающим погрешности расчета запаса $C_{орг}$, является способ оценки плотности почвы. Лучшим вариантом является экспериментальное определение плотности и $C_{орг}$ в одном и том же образце, извлеченном в ненарушенном виде с помощью колонкового бура [112, 143, 155]. Хороший вариант – экспериментальные данные по содержанию $C_{орг}$ и плотности разных горизонтов отдельного почвенного разреза [49, 62, 98, 102, 132]. Обычно такого рода

Таблица 1. Воспроизводимость определения содержания гумуса и $C_{\text{орг}}$ методом Тюрина по данным разных источников (содержание гумуса задано)

Содержание гумуса, %	$D_{\text{доп}}$, %	S_r (гумус), %	S (гумус), %	Содержание $C_{\text{орг}}$, %	$S(C_{\text{орг}})$, %
Межлабораторная воспроизводимость содержания гумуса методом Тюрина в агрохимических лабораториях СССР (1980-е годы), $D_{\text{доп}} = 0.2188 + 58.78 \times (\text{Гумус, \%})^{-0.5833}$ [40]; $S_r(\text{гумус}) = 0.0781 + 20.9929 \times (\text{Гумус, \%})^{-0.5833}$ [7]; $S(\text{гумус}) = S_r(\text{гумус}) \times (\text{Гумус, \%})/100$; $C_{\text{орг}} = (\text{Гумус})/1.724$; $S(C_{\text{орг}}) = S(\text{гумус})/1.724$					
0.6	79.4	28.4	0.17	0.35	0.10
1	59.0	21.1	0.21	0.58	0.12
2	39.5	14.1	0.28	1.16	0.16
3	31.2	11.1	0.33	1.74	0.19
5	23.2	8.3	0.42	2.90	0.24
8	17.7	6.3	0.50	4.64	0.29
10	15.6	5.6	0.56	5.80	0.32
Внутрилабораторная воспроизводимость содержания гумуса по методу Тюрина в агрохимических лабораториях СССР (1980-е годы), $D_{\text{доп}} = 2.8 \times S_r(\text{гумус})$; $S_r(\text{гумус}) = 0.1051 + 14.9483 \times (\text{Гумус, \%})^{-0.5194}$					
0.6	54.9	19.6	0.12	0.35	0.07
1	42.1	15.1	0.15	0.58	0.09
2	29.5	10.5	0.21	1.16	0.12
3	23.9	8.6	0.26	1.74	0.15
5	18.4	6.6	0.33	2.90	0.19
8	14.5	5.2	0.41	4.64	0.24
10	13	4.6	0.46	5.80	0.27
Метод Тюрина по ГОСТ 26213 [16]; $D_{\text{доп}}$ табулированы в документе; $S_r(\text{гумус}) = D_{\text{доп}}/2.8$ [7]					
0.6	20	7.14	0.04	0.35	0.02
1	20	7.14	0.07	0.58	0.04
2	20	7.14	0.14	1.16	0.08
3	20	7.14	0.21	1.74	0.12
5	15	5.36	0.27	2.90	0.16
8	10	3.57	0.29	4.64	0.17
10	10	3.57	0.36	5.80	0.21

Примечание. $D_{\text{доп}}$ – допустимое относительное расхождение; S_r – относительное среднеквадратическое отклонение; S – абсолютное среднеквадратическое отклонение.

информация содержится в региональных или национальных базах данных (БД) по результатам почвенного обследования [81, 82, 87, 103, 104, 110, 115, 124, 129, 132, 147, 152]. Менее надежный вариант, создающий большую неопределенность, связан с расчетом значений плотности почв на основе педотрансферных функций по показателям гранулометрического состава и другим свойствам почвы, включая значения $C_{\text{орг}}$ и глубину горизонта [75, 78, 99, 116], и при необходимости дифференцированные по видам угодий. Перечень ис-

пользовавшихся педотрансферных функций представлен в работе [116]. Редко принимают постоянное среднее значение плотности для региона [144].

Пространственная изменчивость. Оценка и исследование пространственной изменчивости ОБ в почвах чаще всего касается содержания $C_{\text{орг}}$ и запаса $C_{\text{орг}}$. Существует несколько подходов проведения такого исследования: (1) определение общих (параметрических и непараметрических) статистических показателей варьирования в пределах ограниченной территории; его обычно ис-

Таблица 2. Воспроизводимость определения содержания $C_{орг}$ методами Тюрина и Walkley-Black в соответствии со стандартными рабочими методиками ФАО [69, 107] (содержание $C_{орг}$ задано в табл. 1)

Содержание $C_{орг}$, %	Метод Тюрина			Метод Walkley-Black		
	$D_{доп}$, %	$S_r(C_{орг})$, %	$S(C_{орг})$, %	$D_{доп}$, %	$S_r(C_{орг})$, %	$S(C_{орг})$, %
0.35	20	7.6	0.03	10	3.7	0.01
0.58	20	7.6	0.04	10	3.7	0.02
1.16	20	7.6	0.09	8	2.7	0.03
1.74	20	7.6	0.13	8	2.7	0.05
2.90	20	7.6	0.22	8	2.7	0.08
4.64	20	7.6	0.35	8	2.7	0.13
5.80	20	7.6	0.44	8	2.7	0.16

Примечание. Для метода Тюрина $D_{доп}$ соответствует границе относительной погрешности при доверительной вероятности $P = 0.95$; $S_r(C_{орг})$ – относительному стандартному отклонению прецизионности [69]; $S(C_{орг})$ рассчитана по уравнению: $S(C_{орг}) = S_r(C_{орг}) \times (C_{орг}, \%) / 100$.

Для метода Walkley-Black $S_r(C_{орг})$ соответствует RSD из табл. 3 в документе [107]; $D_{доп}$ и $S(C_{орг})$ рассчитаны по уравнениям: $D_{доп} = 2.8 \times S_r(C_{орг})$ и $S(C_{орг}) = S_r(C_{орг}) \times (C_{орг}, \%) / 100$.

пользуют для сравнительной оценки почв разных таксономических классов, природных биогеоценозов, землепользований, вариантов полевых опытов и т.п.; (2) применение геостатистических методов; (3) почвенное картографирование в разных масштабах, включая картографирование отдельных свойств почв как традиционными, так и цифровыми методами.

Теоретические основы пространственной изменчивости почвенных свойств были сформулированы в монографии Самсоновой [51].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЩИХ СТАТИСТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ВАРИИРОВАНИЯ СОДЕРЖАНИЯ И ЗАПАСА $C_{орг}$

Для систематизации сведений о пространственном варьировании содержания и запаса $C_{орг}$ в почвах была создана БД на основе литературных источников.

Представленные в научных публикациях сведения крайне разнородны. Для наполнения БД использовались только те статьи, в которых содержалась минимальная необходимая информация о площади исследуемого участка, числе и схеме расположения точек опробования, среднем значении показателя, хотя бы одной из характеристик пространственного варьирования: дисперсии, стандартного отклонения (среднеквадратического отклонения), коэффициента вариации, ошибки среднего. В результате БД включает 362 записи по содержанию $C_{орг}$ и 105 записей по запасу $C_{орг}$, на основе 60 источников, в которых указанный необходимый минимум информации был обеспечен (табл. S1, S2).

В литературе данные представлены различными показателями, выраженными в разных едини-

цах: (1) содержание гумуса или ОВ почвы (%); (2) содержание $C_{орг}$ (% или г/кг); (3) запас $C_{орг}$ (т/га = Мг/га или кг/м²). В БД информация унифицирована.

В русскоязычных работах чаще приведены данные по содержанию гумуса (%), полученные методом Тюрина в разных модификациях. Эти данные преобразованы в значения $C_{орг}$ (%) путем деления содержания гумуса на коэффициент 1.724, принятый стандартным в России. В англоязычных работах данные, представленные в виде содержания ОВ почвы, определенного по методу Walkley-Black, также преобразованы в $C_{орг}$, используя коэффициент 1.724, поскольку отсутствует значение коэффициента, использованное авторами публикаций. Данные о $C_{орг}$, полученные методом сухого сжигания, использовали без преобразований. Неполное соответствие значений $C_{орг}$, получаемое разными методами, в последующем анализе показателей пространственного варьирования не учитывалось в связи с недостатком необходимой информации.

Разное представление данных о пространственном варьировании при необходимости преобразовывалось в стандартное отклонение (S , в единицах показателя) и коэффициент вариации (V , %) на основе известных соотношений:

$$S = \sqrt{S^2}, \quad m = \frac{S}{\sqrt{n}}, \quad V = \frac{S100}{M},$$

где S^2 – дисперсия; m – ошибка среднего; n – число пространственных точек опробования; M – среднее значение.

Такого рода расчеты потребовались при заполнении 104 записей БД, сделанных на основе 6 литературных источников. В большинстве случаев использованы числовые значения указанных характеристик варьирования непосредственно из литературных источников.

В большинстве использованных публикаций данные приведены в числовой форме, удобной для ввода в БД. В ряде статей, где обсуждается пространственное варьирование содержания или запаса $C_{орг}$, данные представлены в графической форме, наглядной для сопоставления разных объектов, но требующей специального преобразования в числовую форму. Такое преобразование сопряжено с дополнительными погрешностями, увеличивающимися по мере уменьшения размера опубликованного графика. В связи с этим в БД включены результаты только из двух статей с графически представленными данными.

Авторы публикаций, материалы которых включены в БД, использовали разные схемы опробования почв в пространстве: (1) случайную в пределах всего участка [6, 53]; (2) случайную гнездовую с 3 точками в гнезде [136], (3) квазирегулярную [52, 153, 171]; (4) регулярную квадратную с постоянным шагом (синонимы: равномерную, систематическую) [2, 5, 10, 13, 17, 23, 27, 34, 36–39, 43, 62, 64, 73, 74, 85, 89, 90, 100, 112, 113, 154, 169, 173], (5) регулярную с разным постоянным шагом в двух направлениях [32, 140, 164]; (6) гексагонально-регулярную [11]; (7) случайно-регулярную с приблизительно равным шагом [33, 59], (8) стратифицированную случайную с фиксированным шагом страты или клетки [17, 52, 54, 168]; (9) стратифицированную случайную (рандомизированную) со стратами произвольной формы, но одинаковой площади [12]; (10) разрезы почвенного обследования [22, 66, 111, 132, 141], схему расположения которых можно определить как стратифицированную представительно-случайную с непостоянной формой и размером страт. Исходя из числа ссылок на перечисленные схемы, следует, что наиболее часто используют разновидности регулярного отбора в пространстве, особенно, если площадь исследуемого участка сравнительно небольшая (<4 га). Для более крупных по площади исследуемых участков в последнее время чаще используют варианты стратифицированных случайных схем с разным способом выделения страт — небольших участков, в пределах которых положение точки опробования выбирается случайно.

Каждая запись в БД содержания $C_{орг}$ включает поля с числовой и текстовой информацией. В числовом формате введены сведения о площади участка (га), числе точек опробования, верхней и нижней глубине отбора образца, среднего значения $C_{орг}$ (%) и гумуса (%), стандартного отклонения $C_{орг}$ (%) и гумуса (%), коэффициента вариации (%). В текстовом формате приведены полные библиографические данные источника, регион исследований, угодье (land use), почвы, схема опробования, характер отобранного образца (индивидуальный, отобранный разными спо-

собами, смешанный), тип статистического распределения (если есть в статье), дата наблюдений (в редких статьях), метод определения $C_{орг}$, форма представления данных в статье (гумус, $C_{орг}$ и их единицы), перечень статистических показателей, представленных в статье. В БД запаса $C_{орг}$ аналогичная структура полей, отличающаяся целевыми показателями, характеризующими запас $C_{орг}$ в двух единицах ($\text{кг}/\text{м}^2$ и $\text{т}/\text{га}$): средних значений, стандартных отклонений, и коэффициента вариации (%).

При расчете запаса $C_{орг}$ в литературных источниках использована разная информация о плотности почвы. В ряде работ значения плотности почвы и $C_{орг}$ получены экспериментально из единого образца, взятого полым цилиндром известного объема [112, 143, 164]; в других работах используют средние значения плотности, полученные в других точках опробования по сравнению с образцами на $C_{орг}$ в пределах того же участка [42, 102, 110, 129, 132, 153].

Информация о типе статистического распределения содержания или запаса $C_{орг}$ содержится приблизительно в одной трети использованных публикаций. На участках с площадью менее 1–4 га часто авторы публикаций принимали гипотезу о нормальном распределении $C_{орг}$. Для более крупных по площади участков распределение оказывалось асимметричным в сторону меньших значений, которое можно было аппроксимировать логнормальным законом [89]. Используемые в анализе данные представлены в дополнительных материалах к статье (табл. S1 и S2).

Влияние глубины почвенного горизонта на пространственное варьирование $C_{орг}$ неоднозначно в разных почвах и на разных угодьях в пределах относительно небольших площадок (<4 га). Для большинства почв характерно наибольшее содержание $C_{орг}$ в верхнем горизонте с более быстрым или более медленным уменьшением $C_{орг}$ с глубиной. Первый тип вертикального распределения наблюдается в естественных почвах с гумусовым горизонтом малой мощности, обычно не превышающей 30 см. Второй тип вертикального распределения характерен для почв с гумусовым горизонтом большой мощности, достигающей иногда 100–150 см, редко больше. На этом фоне вертикального распределения $C_{орг}$ можно выделить следующие ситуации изменения с глубиной показателей пространственного варьирования:

Ситуация 1 — стандартное отклонение в верхних горизонтах наибольшее и постепенно уменьшается с глубиной, однако коэффициент вариации, наоборот, наименьший в верхних горизонтах и постепенно увеличивается с глубиной. Встречалась в Acrisols на полях с экстенсивной системой земледелия в Лаосе [94], в Calcisols на

севере Китая [168], в дерново-подзолистых почвах залежей, заросших лесом [6], в черноземах и других типах почв Молдавии [48].

Ситуация 2 – стандартное отклонение незначимо различается по глубине, а коэффициент вариации увеличивается с глубиной в связи с уменьшением содержания $C_{орг}$. Отмечалась в Acrisols под лесом в Лаосе [94], в черноземах на склонах разной крутизны в Белгородской области [64].

Ситуация 3 – стандартное отклонение уменьшается с глубиной, а коэффициент вариации остается приблизительно одинаковым по всему профилю. Наблюдалась в Acrisols на полях с интенсивной системой земледелия в Лаосе [94].

Ситуация 4 – стандартное отклонение и коэффициент вариации изменяются по профилю одинаково и незакономерно, или одинаковы по всему профилю до глубины 50 см. Выявлена в Calcic Cambisols под разными угодьями в Китае [102, 173], серых лесных почвах залежей в Татарстане [10, 11], мелиорированных почвах солонцовых комплексов Волгоградской области [19], разных вариантах опыта на черноземах Курской области [27], пахотных и целинных черноземах Ямской степи Белгородской области [63].

Ситуация 5 – максимальные стандартное отклонение и коэффициент вариации на глубине 5–20 см со значимым уменьшением вверх и вниз по профилю. Отмечена в Vertisols под оливковым садом на северо-западе Испании [112].

Ситуация 6 – значимые различия стандартного отклонения по глубине сопровождаются максимальными значениями и стандартного отклонения, и коэффициента вариации в поверхностных горизонтах. Обнаружена в дерново-подзолистых почвах под 80-летним березово-еловым лесом после пашни в Костромской области [6], пахотном черноземе в Курской области [27].

Иными словами, *a priori* невозможно допустить какую-либо модель изменения пространственного варьирования $C_{орг}$ по глубине почвенного профиля, поэтому необходима экспериментальная оценка в конкретных почвах и условиях. При этом следует учитывать, что тенденции изменения стандартного отклонения и коэффициента вариации могут различаться.

Если использовать всю выборку ($n = 105$, табл. S1), изменение мощности слоя от 5 до 100 см оказывает некоторое влияние на значение стандартного отклонения запаса $C_{орг}$, которое может быть аппроксимировано линейной регрессией без свободного члена с коэффициентом детерминации 0.36. Вместе с тем для диапазона мощности слоя от 30 до 100 см ($n = 34$) связь отсутствует ($r^2 = 0.09$) при очень широком разбросе значений стандартного отклонения запаса $C_{орг}$ от 0.75 до 8.45 кг/м².

Влияние площади исследуемого участка на пространственное варьирование содержания и запаса $C_{орг}$. Афанасьев [2] на территории Центральной опытной станции ВНИИ агрохимии им. Д.Н. Прянишникова, представленной дерново-подзолистыми почвами (Albic Glossic Retisols (Aric, Loamic, Cutanic, Ochric)) установил увеличение коэффициента вариации содержания гумуса с 0.8 до 18.6% при увеличении площади исследуемого участка от 0.1 до 4 га. Авторы [126] представили значимое уравнение регрессии коэффициента вариации запаса $C_{орг}$ (CV SOCstock, %) в почвах пастбищ от десятичного логарифма площади участка (S , км²) и глубины отбора образца (D , см) на основе систематизации данных 51 литературного источника, в которых диапазон изменения площади составил от 0.000075 до 722900 км², а для глубины – до 30–50 см, в отдельных случаях до 200 см:

$$CV SOCstock, \% = 22.86 + 4.54 \lg(S) + 0.086D, \\ r^2 = 0.44, \quad n = 109.$$

Указанные авторы обращают внимание, что уравнение описывает лишь 44% общей дисперсии, означая высокую неопределенность оценки, при наличии тенденции увеличения коэффициента вариации с увеличением логарифма площади участка и глубины опробования [126].

Обработка результатов составленной БД (табл. S1), исключая 2 участка в Карелии с очень большим варьированием [59], показала наличие тренда увеличения и стандартного отклонения, и коэффициента вариации $C_{орг}$ при увеличении логарифма площади участка в виде значимых уравнений регрессии (рис. 1, табл. 3) на фоне широкого разброса значений в каждом узком поддиапазоне площади участка. Коэффициент детерминации (r^2) этих уравнений невысокий. В выборках большого объема ($n > 100$) он не превышает 0.37 для всех собранных данных независимо от почв и угодий, и 0.17 для пашни. В выборках меньшего объема (n от 20 до 70) он увеличивается до 0.6, иногда 0.85.

При площади исследуемого участка менее 400 м² (20 × 20 м) абсолютное стандартное отклонение $C_{орг}$ чаще всего составляет от 0.1 до 0.5%, в редких ситуациях до 1.5%, а коэффициент вариации от 2 до 30%. В диапазоне площади участка от 0.1 до 100 га абсолютное стандартное отклонение остается приблизительно в тех же пределах, а коэффициент вариации изменяется в интервале 5–50%. На больших территориях (>100 га) разброс обоих показателей становится еще больше.

Отмеченная тенденция обусловлена увеличением сложности почвенного покрова при переходе от отдельных элементарных почвенных ареалов, составляющих от нескольких квадратных метров до нескольких гектаров, к комбинациям разных

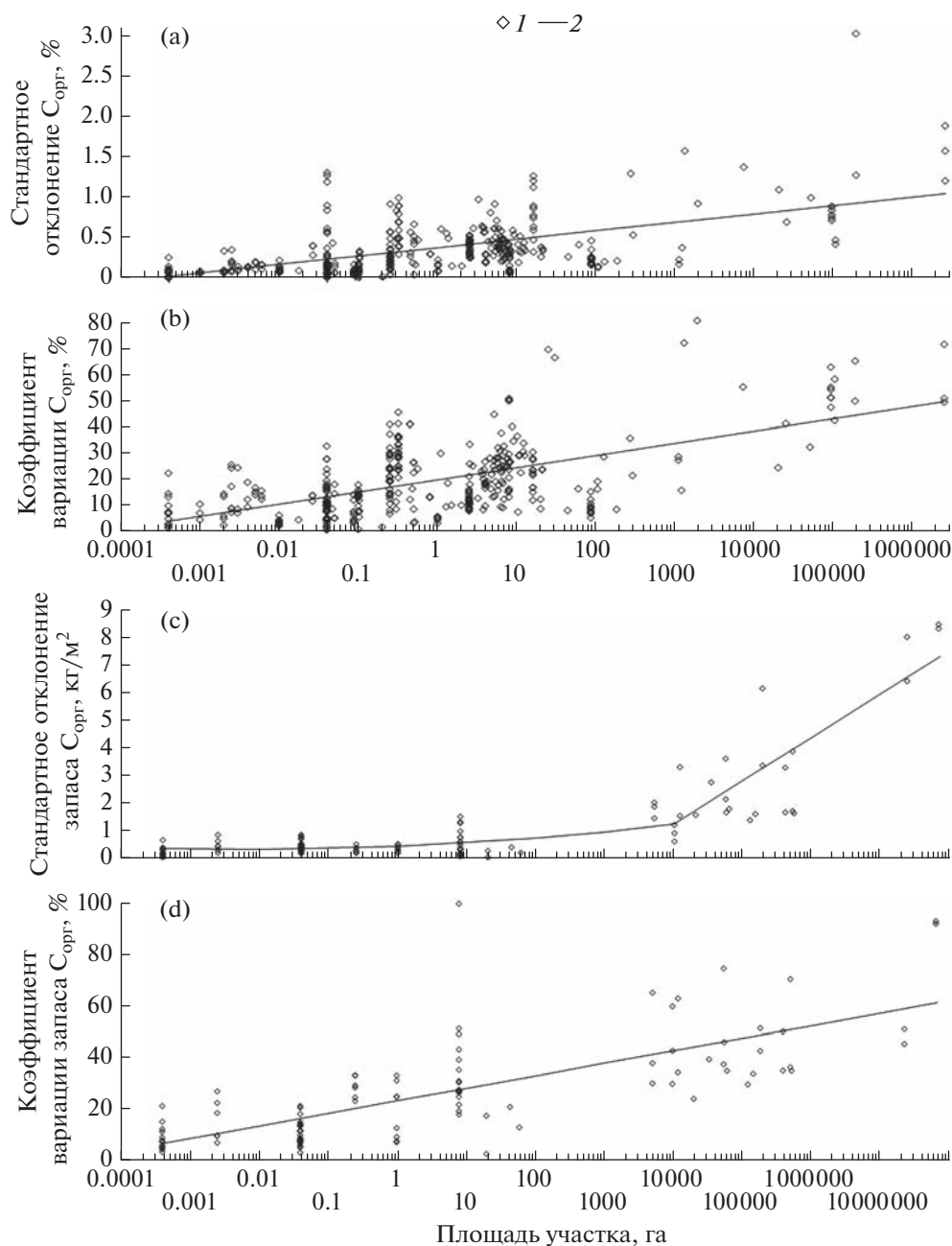


Рис. 1. Связь абсолютного стандартного отклонения (а, с) и коэффициента вариации (b, d) $C_{\text{орг}}$ (а, b) и запаса $C_{\text{орг}}$ (с, d) с площадью участка, в пределах которого оценивалось пространственное варьирование. 353 участка по $C_{\text{орг}}$ (а, b) и 105 участков по запасу $C_{\text{орг}}$ (с, d) без разделения по угодьям и почвам: 1 — участки, 2 — логарифмический тренд (параметры тренда см. табл. 3, 4).

почв по мере увеличения иерархического ранга их строения в разных ландшафтах, а также схемами опробования, в которых не все почвы представлены пропорционально. Каждая почва имеет относительно узкий диапазон изменения содержания $C_{\text{орг}}$, тогда как почвенную комбинацию, по определению, составляют несколько почв с разными свойствами. Поэтому, чем больше разных почв представлено в пределах исследуемой площади,

тем будет выше пространственная неоднородность.

Оба коэффициента регрессии (свободный член и наклон) для пахотных и залежных участков значительно меньше по сравнению с таковыми для общей регрессии и раздельно для луговых, лесных участков и участков с разными угодьями (табл. 3). Это проявляется в обоих видах уравнений регрессий: для стандартного отклонения и

Таблица 3. Уравнения регрессии, отражающие тренд изменения абсолютного стандартного отклонения или коэффициента вариации $C_{орг}$ в зависимости от площади исследованного участка (все коэффициенты регрессии значимы при доверительной вероятности 0.95), в зависимости от группировки данных по угодьям

Участки	Уравнение регрессии	ν	$F_{факт}$	r	r^2
Все	$SD\ SOC(\%) = 0.105 \lg S(га) + 0.38$	347	168	0.571	0.326
Пашня	$SD\ SOC(\%) = 0.069 \lg S(га) + 0.32$	158	32	0.413	0.17
Залежь	$SD\ SOC(\%) = 0.0744 \lg S(га) + 0.29$	20	14	0.644	0.415
Луг	$SD\ SOC(\%) = 0.13 \lg S(га) + 0.429$	17	95	0.921	0.848
Лес	$SD\ SOC(\%) = 0.157 \lg S(га) + 0.51$	35	29	0.670	0.449
Участки с разными угодьями	$SD\ SOC(\%) = 0.128 \lg S(га) + 0.357$	66	24	0.514	0.264
Все	$V\ SOC(\%) = 4.646 \lg S(га) + 19.75$	349	198	0.602	0.362
Пашня	$V\ SOC(\%) = 2.298 \lg S(га) + 16.17$	158	17	0.311	0.097
Залежь	$V\ SOC(\%) = 2.242 \lg S(га) + 13.52$	20	6	0.592	0.351
Луг	$V\ SOC(\%) = 3.774 \lg S(га) + 24.61$	19	10	0.594	0.353
Лес	$V\ SOC(\%) = 6.399 \lg S(га) + 23.75$	35	44	0.747	0.558
Участки с разными угодьями	$V\ SOC(\%) = 7.331 \lg S(га) + 19.09$	66	97	0.772	0.596

Примечание (здесь и в табл. 4, 5): $SD\ SOC(\%)$ – стандартное отклонение $C_{орг}$, %; $V\ SOC(\%)$ – коэффициент вариации $C_{орг}$, %; $\lg S(га)$ – десятичный логарифм площади участка, выраженной в гектарах; ν – число степеней свободы; $F_{факт}$ – фактическое значение критерия Фишера; r – коэффициент корреляции; r^2 – коэффициент детерминации.

для коэффициента вариации. Иными словами, участки с пашнями или залежами отдельно имеют менее выраженную тенденцию увеличения пространственного варьирования $C_{орг}$ при увеличении площади участка по сравнению луговыми и лесными территориями. Вместе с тем разброс точек для каждого вида угодий слишком велик и перекрывает друг друга (рис. 2а, 2б).

Данных о варьировании запаса $C_{орг}$, пригодных для получения регрессии от логарифма площади участка, оказалось более чем в 3 раза меньше, что не позволило отдельно оценить влияние угодий или почв. Связь стандартного отклонения запаса $C_{орг}$ с логарифмом площади участка имеет нелинейный характер (рис. 1с). Ее удалось аппроксимировать двумя регрессиями для диапазонов площади меньше и больше 10000 га. При площади участка меньше 10000 га регрессия с коэффициентом детерминации 0.34 имеет вид полинома второй степени от логарифма площади (табл. 4). Для участков больших размеров регрессия линейная. Специальный анализ данных, характеризующих участки большой площади, показал, что они представляют запас $C_{орг}$ в слоях разной мощности от 30 до 100 см. Регионами, для которых получены такие данные, являются Лаос [98], северо-западный Камерун [132], Каталония в Испании [110] и несколько штатов на северо-востоке США [129].

Связь коэффициента вариации запаса $C_{орг}$ с логарифмом площади описана единой линейной регрессией (табл. 4). Интересно, что визуальное различие двух графиков (рис. 1б, 1д), отражающих изменение коэффициента вариации содер-

жания и запаса $C_{орг}$ от площади, обусловлено преимущественно разным объемом выборок и несовпадающими объектами, включенными в эти выборки. В действительности угловые коэффициенты двух регрессий (4.65 ± 0.33 для $C_{орг}$ и 4.88 ± 0.44 для запаса $C_{орг}$) статистически не различаются. Небольшое значимое различие отмечено лишь для свободных членов регрессий (19.75 ± 0.60 для $C_{орг}$ и 23.22 ± 1.35 для запаса $C_{орг}$).

Группировка данных по почвам оказалась возможной только для территории Восточно-Европейской равнины. При этом для дерново-подзолистых, серых лесных почв, черноземов и почв каштановых солонцовых комплексов выборки составили 86, 15, 67 и 16 участков, соответственно. Значимые уравнения регрессии с низким коэффициентом детерминации получены только для дерново-подзолистых почв по обоим показателям варьирования и для серых лесных почв по коэффициенту вариации (табл. 5). Для черноземов и каштановых почв регрессии обоих показателей варьирования от логарифма площади участка были незначимы по критерию Фишера. Это следует из разброса данных (рис. 3а, 3б).

Пространственное варьирование содержания и запаса $C_{орг}$ в связи с их средним значением на исследуемом участке. Величина стандартного отклонения увеличивается с расширяющимся в виде веера разбросом значений по мере увеличения среднего значения $C_{орг}$, но связь чрезвычайно слабая и незначимая для отдельных угодий (рис. 2с). Аналогичный график для отдельных почв России (рис. 3с) демонстрирует характерное изменение

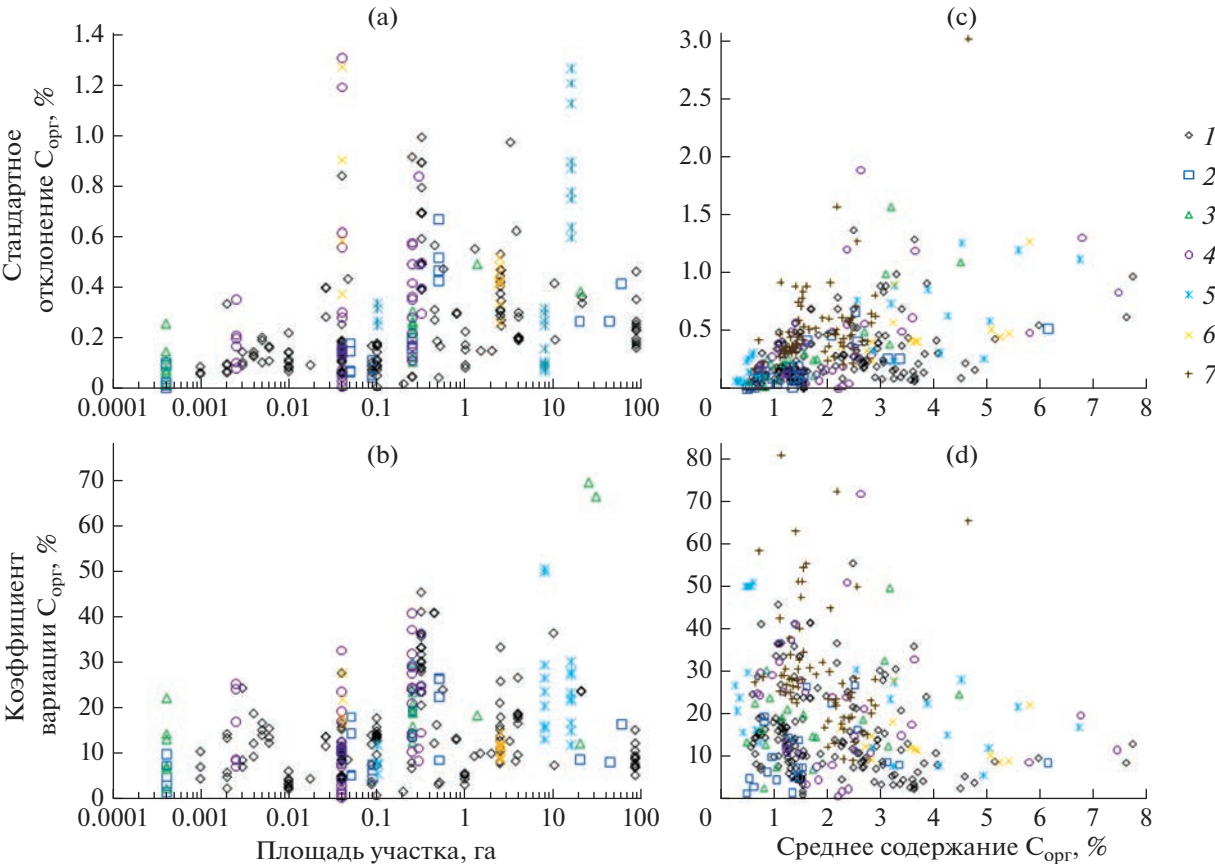


Рис. 2. Связь абсолютного стандартного отклонения $C_{орг}$ (а, с) и коэффициента вариации $C_{орг}$ (б, д) с площадью участка (а, б), в пределах которого оценивалось пространственное варьирование, и средним содержанием $C_{орг}$ на участке (с, д). Угодья: 1 – пашня, 2 – залежь, 3 – луг, 4 – лес, 5 – сад, 6 – степь, 7 – разные в пределах участка.

среднего содержания $C_{орг}$ в ряду смены этих почв с севера на юг на Восточно-Европейской равнине: дерново-подзолистые < серые лесные < черноземы > почвы каштановых солонцовых комплексов. При этом важно отметить, что на территориях с черноземами, имеющих в верхних горизонтах обычно $C_{орг} > 2.5\%$ и гумусовый горизонт большой мощности (до 100 см и более), абсолютное стандартное отклонение может изменяться в очень широких пределах от 0.1 до 1.1% $C_{орг}$ в

зависимости от вида угодья – наименьшее на пашне и увеличивающееся под лесными насаждениями и в целинной степи. Для дерново-подзолистых, серых лесных и каштановых почв, имеющих существенно менее мощный гумусовый горизонт (обычно в пределах 30–35 см) и среднее содержание $C_{орг}$ от 0.5 до 2–3%, диапазон изменения абсолютного стандартного отклонения меньше, чем в черноземах, но также довольно широк: от 0.1 до 0.6% $C_{орг}$. Наименьшие значения, как

Таблица 4. Уравнения регрессии, отражающие тренд изменения абсолютного стандартного отклонения (SD) или коэффициента вариации (V) запаса $C_{орг}$ (SOC storage) в зависимости от площади исследованного участка (все коэффициенты регрессии значимы при доверительной вероятности 0.95), независимо от угодья и почвы

Уравнение	ν	F	r^2
Если $S \leq 10000$ га, то $SD\ SOC\ storage\ (кг/м^2) = 0.024(\lg S(га))^2 + 0.105 \lg S(га) + 0.429$	81	21	0.336
Если $S > 10000$ га, то $SD\ SOC\ storage\ (кг/м^2) = 1.578 \lg S(га) - 5.067$	25	57	0.694
$V\ SOC\ storage\ (\%) = 4.88 \lg S(га) + 23.22$	103	125	0.549

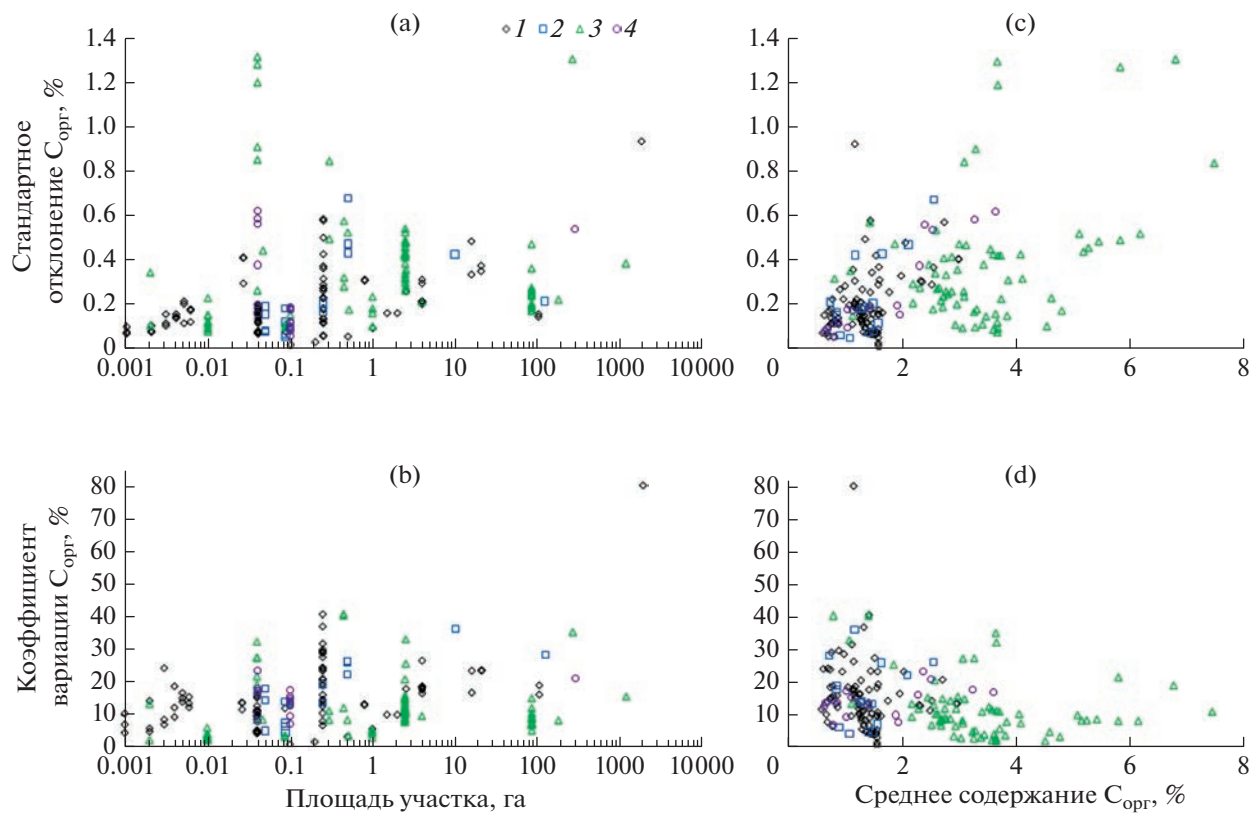


Рис. 3. Связь абсолютного стандартного отклонения $C_{орг}$ (а, с) и коэффициента вариации $C_{орг}$ (б, д) с площадью участка (а, б), в пределах которого оценивалось пространственное варьирование, и средним содержанием $C_{орг}$ на участке (с, д) для разных почв России. Почвы: 1 – дерново-подзолистые (Albic Glossic Retisols), 2 – серые лесные (Retic Greyzemic Phaeozems), 3 – черноземы (Haplic and Luvic Chernozems), 4 – почвы каштановых солонцовых комплексов (Haplic and Luvic Kastanozems).

правило, на пашне и более высокие – под луговыми и лесными ценозами. Это обстоятельство следует учитывать при сравнении содержания и запасов $C_{орг}$ в почвах под разными угодьями и при использовании углерод-депонирующих технологий ведения сельского хозяйства.

Связь между абсолютным стандартным отклонением и средним значением $C_{орг}$ была аппрок-

Таблица 5. Уравнения регрессии, отражающие тренд изменения абсолютного стандартного отклонения или коэффициента вариации $C_{орг}$ в зависимости от площади исследованного участка (все коэффициенты представленных регрессий значимы при доверительной вероятности 0.95), для четырех групп почв на Восточно-Европейской равнине: 1 – дерново-подзолистые (Albic Glossic Retisols), 2 – серые лесные (Retic Greyzemic Phaeozems), 3 – черноземы (Haplic and Luvic Chernozems), 4 – почвы каштановых солонцовых комплексов (Haplic and Luvic Kastanozems)

Группа почв	Уравнение регрессии	ν	$F_{\text{факт}}$	r	r^2
1	$SD\ SOC(\%) = 0.254 + 0.060 \lg S(\text{га})$	84	29	0.506	0.256
2	Регрессия для $SD\ SOC(\%)$ не значима	13	2.97	0.431	0.186
3	Регрессия для $SD\ SOC(\%)$ не значима	65	0.004	–0.008	0
4	Регрессия для $SD\ SOC(\%)$ не значима	14	0.65	0.211	0.044
1	$V\ SOC(\%) = 19.35 + 4.38 \lg S(\text{га})$	84	29	0.506	0.256
2	$V\ SOC(\%) = 21.08 + 8.06 \lg S(\text{га})$	13	20	0.776	0.602
3	Регрессия для $V\ SOC(\%)$ не значима	65	0.61	0.097	0.009
4	Регрессия для $V\ SOC(\%)$ не значима	14	1.71	0.33	0.109

симирована полиномом второй степени с коэффициентом детерминации 0.676 (рис. 4а). Особо отметим, что увеличение средних запасов $C_{орг}$ в исследованных разными авторами регионах мира сопровождается прогрессирующим увеличением абсолютных значений пространственного варьирования, выраженного стандартным отклонением.

Коэффициент вариации незначимо изменяется при изменении среднего значения $C_{орг}$ как при группировке данных по виду угодья для всей совокупности данных (рис. 2д), так и при группировке по четырем почвам на Восточно-Европейской равнине (рис. 3д), а также при изменении запаса $C_{орг}$ без группировки по угодьям и почвам (рис. 4б). Наиболее часто встречаются участки с коэффициентом вариации в интервале 5–40% по $C_{орг}$ и 5–55% по запасу $C_{орг}$ на фоне очень широкого диапазона изменения этого показателя от первых процентов до 81% ($C_{орг}$) и 100% (запас $C_{орг}$). Числовые значения запаса $C_{орг}$, приблизительно оцененные по графикам, представленным в публикации [91], попадают в ту же область рассеивания точек на рис. 4б, дополняя ее в области значений запаса $C_{орг}$ от 8 до 14 кг/м².

Практически одинаковый коэффициент вариации $C_{орг}$ в дерново-подзолистых, серых лесных, черноземных и каштановых почвах Восточно-Европейской равнины на фоне увеличения среднего содержания $C_{орг}$ означает, что при организации полигонов мониторинга и выборе системы опробования почв целесообразно опираться, в первую очередь, на значения абсолютного стандартного отклонения, заметно изменяющегося в разных условиях и определяющего необходимую пространственную повторность.

Оценивая показатели пространственного варьирования важно обратить внимание на правильность и воспроизводимость использованного метода определения содержания $C_{орг}$. Наиболее низкие значения коэффициента вариации и абсолютного стандартного отклонения $C_{орг}$ в пространстве были получены при использовании метода сухого сжигания [27, 65], что позволило решать задачи сезонной динамики и многолетнего изменения $C_{орг}$ в черноземах Курской области на фоне оценки пространственного варьирования. При использовании метода Тюрина оценки пространственного варьирования до 8% по коэффициенту вариации сопоставимы с воспроизводимостью анализа в лаборатории, что накладывает существенные ограничения при организации исследований изменения $C_{орг}$ в пространстве и во времени. Поэтому целесообразна замена часто используемых методов Тюрина и Walkley-Black на более воспроизводимый метод определения $C_{орг}$ сухого сжигания, имеющий меньшие систематические погрешности.

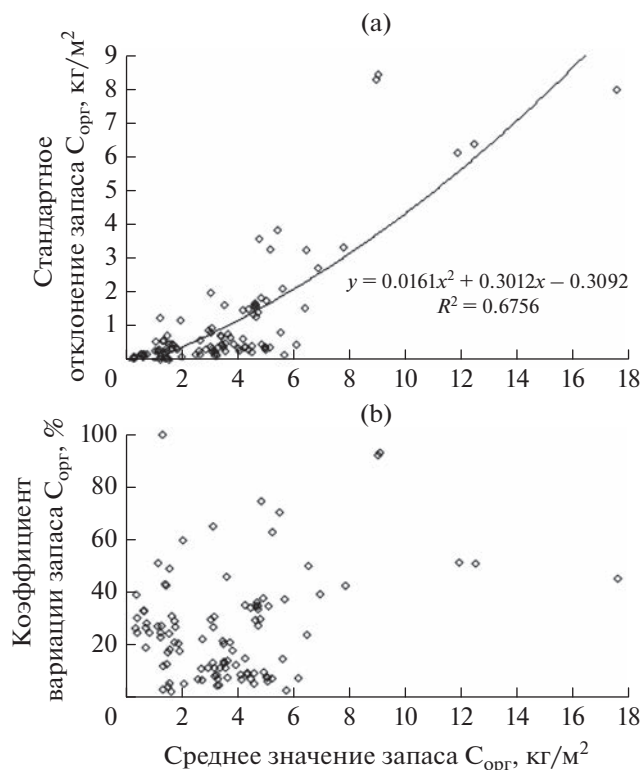


Рис. 4. Связь абсолютного стандартного отклонения (а) и коэффициента вариации (б) запаса $C_{орг}$ со средним значением запаса $C_{орг}$ на исследуемом участке независимо от угодья и почвы ($n = 105$).

Сравнение оценок пространственного варьирования содержания $C_{орг}$ и индикаторов углерод-трансформирующей функции почв. Для прогнозирования динамики запасов ОВ почвы помимо содержания общего $C_{орг}$ используют индикаторы углерод-трансформирующей функции почв. Они характеризуют качественный состав почвенного ОВ, активность и направленность процессов его стабилизации и минерализации – содержание и соотношение пулов ОВ, скорость минерализации, эмиссию CO_2 , ферментативную активность [42, 125, 142]. Для адекватной замены показателей, при выполнении прогноза изменчивость используемых индикаторов и содержания $C_{орг}$ в пространстве и во времени не должна значительно отличаться. В связи с этим сопоставим характеристики пространственной изменчивости $C_{орг}$ и сопряженных с ним индикаторов углерод-трансформирующей функции (табл. S3).

В первую очередь отметим, что публикаций на эту тему мало, значения многих индикаторов приводят с избыточным числом незначущих цифр, применяются разные индикаторы, представлены данные о пространственной вариабельности при отсутствии сведений о сезонной динамике и воспроизводимости используемых методов опре-

деления индикаторов. Некоторые выводы можно сделать по 10 публикациям [85, 86, 90, 100, 134, 135, 145, 151, 154, 167].

Пространственная вариация эмиссии CO_2 из почвы очень высокая (коэффициент вариации более 70%) на фоне такой же высокой вариации $C_{\text{орг}}$ в таежных почвах с поверхностными органическими горизонтами в Швеции [145] или, наоборот, низкой вариации $C_{\text{орг}}$ в суглинистой пойменной почве в Хорватии [154]. Углерод микробной биомассы варьирует приблизительно так же, как $C_{\text{орг}}$ в разных почвах [86, 100, 134]. Коэффициент вариации активности разных ферментов в одних почвах в 1.5–2 раза меньше аналогичной характеристики $C_{\text{орг}}$ [85, 90, 135], в других, наоборот, больше в 1.5–3 раза [151, 167].

Обработка данных 124 многолетних полевых опытов США и Канады показала широкий разброс значений коэффициентов вариации каждого из 6 тестируемых индикаторов (содержание $C_{\text{орг}}$; потенциально минерализуемый углерод; перманганат-окисляемый углерод; водоекстрагируемый углерод, активность β -глюкозидазы) [125]. По медиане и межквартильному размаху углерод, окисляемый перманганатом и экстрагируемый водой, варьируют приблизительно в 1.5 раза меньше, чем $C_{\text{орг}}$, тогда как два индикатора потенциально минерализуемого углерода, наоборот, варьируют приблизительно в 1.5–2 раза сильнее по сравнению с $C_{\text{орг}}$. При этом авторы [125] отмечают высокую корреляцию между используемыми индикаторами.

Использование геостатистических методов. При изучении пространственной изменчивости показателя какого-либо свойства почвы строят семивариограмму – функцию изменения дисперсии значений признака в зависимости от расстояния между точками опробования, которую аппроксимируют одной из математических моделей.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2,$$

где $\gamma(h)$ – функция дисперсии значений признака Z в зависимости от расстояния h между точками опробования; $N(h)$ – количество пар точек, удаленных на расстоянии h ; x_i – пространственная координата i -й точки; $Z(x_i)$ и $Z(x_i + h)$ – значения признака в точках (x_i) и $(x_i + h)$ [41].

Считается, что семивариограмма является основной характеристикой пространственной структуры природных объектов [41].

Теория и методы геостатистики подробно изложены в руководствах [41, 51, 159], в специальных выпусках журнала *Geoderma* в томах 62 за 1994 г. и 97 за 2000 г., а также во многих публикациях, в которых решаются разные конкретные задачи, в частности оценки пространственного ва-

рирования $C_{\text{орг}}$ [17, 54, 55, 58, 59, 140, 148, 157, 170–173], запаса $C_{\text{орг}}$ [98, 129, 130, 166] и других показателей ОБ [85, 86, 134, 154]. Имеется библиографический список работ по геостатистике, составленный по годам публикации с 1939 по 2006 гг. [57].

Систематизация количественных показателей моделей семивариограмм $C_{\text{орг}}$ и запаса $C_{\text{орг}}$ затруднительна по нескольким причинам.

Во-первых, существует несколько типов семивариограмм, отражающих разный характер пространственного изменения $C_{\text{орг}}$. Транзитивный тип семивариограммы может характеризоваться разными моделями, в частности сферической, экспоненциальной, Гауссовой [41]. Все подобные модели отражают сначала постепенное увеличение дисперсии с увеличением расстояния, а затем выход на плато. Основными параметрами транзитивной семивариограммы являются: (а) C_0 – “нагетт”-эффект – значение дисперсии при расстоянии между точками, стремящемся к нулю; (б) ранг или диапазон коррелированности R – расстояние, на котором дисперсия достигает постоянного значения; (в) порог ($C = C_0 + C_1$) – максимальное значение дисперсии, соответствующее расстоянию больше ранга [41]. В большей части публикаций приведены параметры таких моделей [4, 17, 22, 54, 55, 58, 59, 90, 98, 129, 130, 141, 145, 154, 157, 166, 170–173]. Возможность аппроксимации экспериментальных семивариограмм указанными выше моделями позволяет считать, что при отсутствии асимметрии в пределах исследуемого участка наблюдаются однотипные структуры пространственного распределения показателя, имеющие минимальные размеры, соответствующие рангу R . Только транзитивная семивариограмма соответствует модели автокорреляции и может быть потом использована для интерполяции методом кригинга.

В некоторых работах [85, 101, 134, 154] значения вариограммы колеблются на одном уровне во всем диапазоне изменения расстояния между точками на исследуемом участке. Такая модель называется “чистый нагетт-эффект”. Подобные семивариограммы означают, что в пределах участка варьирование показателя является случайным и пространственные зависимости отсутствуют. В работе [61] на затоплявшемся под влиянием деятельности бобров участке в Карелии такая семивариограмма получена для остатков после исключения тренда изменения содержания $C_{\text{орг}}$ в виде полинома второй степени от плановых координат. Причем для исходных данных этими авторами выявлен линейный тренд увеличения дисперсии с расстоянием. Для остатков двух моделей запасов $C_{\text{орг}}$ в предшествующий период землепользования в Ирландии получен очень широкий разброс значений дисперсии в диапазо-

не расстояний от 10 до 350 км, который привел к незначимой аппроксимации семивариограммы экспоненциальными моделями [91].

В отдельных публикациях [61, 85, 148] выявлено наличие тренда, когда вариограмма не выходит на плато в пределах исследуемого участка. Подобные формы семивариограмм означают, что размеры участка недостаточны для выявления однотипной структуры варьирования показателя, демонстрируя ту или иную тенденцию изменения показателя в пространстве.

В литературе отмечены периодические или псевдопериодические семивариограммы [33], означающие регулярное чередование в пространстве однотипных структур с особым характером пространственного изменения показателя внутри каждой из них. Размер таких однотипных структур определяется расстоянием, соответствующем периоду семивариограммы. Описаны также семивариограммы с двумя [138] или тремя диапазонами изменения дисперсии [148] на разных расстояниях. В таких случаях либо аппроксимацию семивариограммы выполняют с использованием другой модели, например, двойной сферической модели [138], либо по величинам остатков после вычитания тренда [148]. Сидорова и Красильников [60] отмечали появление квазипериодичности семивариограммы на расстояниях, больших некоторой величины, хотя на меньших расстояниях применяли одну из моделей для транзитивной семивариограммы. В частности, такой вывод был сделан о варьировании содержания $C_{орг}$ в каштановых почвах в окрестностях Котельниково в Волгоградской области.

Во-вторых, в литературе приводят семивариограммы и их параметры для одного и того же показателя (например, $C_{орг}$ или другого), но в разных математических трансформациях: (а) без трансформации [98, 129, 154, 157]; (б) после логарифмирования по основанию 10 [166, 172] или числу e [130, 170]; (в) после Вох-Сох трансформации [140]; (г) по остаткам после вычитания тренда (так называемое детрендрование) [33, 90, 148]; (д) после нормирования по среднему арифметическому и стандартному отклонению [55]. Трансформации нелинейные, выполнены для разных целей, поэтому сопоставление полученных параметров моделей семивариограмм становится нереальным.

В-третьих, семивариограммы строят для похожих показателей, отличающихся друг от друга постоянным коэффициентом, связанным с разными единицами и/или смыслового значения показателя (например, гумус и $C_{орг}$). В публикациях встречаются следующие показатели: гумус или содержание ОВ почвы (%) [17, 54, 173], содержание ОВ почвы (г/кг) [172]; $C_{орг}$ (%) [58, 59, 140, 157, 173], $C_{орг}$ (г/кг) [129, 148, 170], запас $C_{орг}$ (кг/м²)

[166], запас $C_{орг}$ (т/га) [98]. Для унификации значений дисперсии необходимо умножать или делить на квадрат соответствующего переводного коэффициента, если исходные данные не подвергались математической трансформации.

Некоторые выводы можно сделать на основе диапазона изменения величины ранга, порога и соотношения наггет-эффекта и порога по статьям, в которых представлены транзитивные семивариограммы.

Для оценки сопоставимости абсолютного стандартного отклонения $C_{орг}$ (%), полученного методами обычной статистики, с характеристикой варьирования, полученной на основе построения семивариограмм, отобраны 44 записи из 16 публикаций, в которых имеются сведения о величине порога, рассчитанного по содержанию $C_{орг}$ (%), или $C_{орг}$ (г/кг), или гумуса (%) или содержания ОВ (г/кг) без математических трансформаций [4, 17, 22, 33, 52, 58–60, 90, 134, 141, 145, 154, 157, 171, 173]. Представленные данные унифицировали следующим образом. Для данных, выраженных в $C_{орг}$ (%), рассчитывали корень квадратный из величины порога. Для данных, выраженных в $C_{орг}$ (г/кг), корень квадратный из величины порога делили на 10 (перевод единиц г/кг в %). Для данных, выраженных в содержании гумуса или ОВ (%), корень квадратный из величины порога делили на 1.724 (переводной коэффициент гумус $\rightarrow C_{орг}$). Для данных, выраженных в содержании ОВ (г/кг), корень квадратный из величины порога делили на 17.24 (переводной коэффициент гумус $\rightarrow C_{орг}$ с переходом единиц г/кг в %). В результате получено следующее распределение трансформированных величин, приблизительно соответствующих стандартному отклонению: минимум 0.058%, нижний квартиль 1.189%, медиана 0.266%, верхний квартиль 0.456%, 90%-ный перцентиль 1.074% и максимум 10.36%. Очень высокие значения характерны для таежных территорий в Карелии [58] и Швеции [145]. Основной диапазон полученных значений совпадает с диапазоном изменения стандартного отклонения $C_{орг}$ (%), полученного методами обычной статистики (рис. 1а).

Доля дисперсии на малых расстояниях, близких к нулю (наггет-эффект), в общей дисперсии изменяется почти во всем возможном диапазоне от 0 до 0.8. Нам не удалось сформулировать причины столь больших различий.

Сравнение семивариограмм разных индикаторов углерод-трансформирующей функции нереально по величинам наггет-эффекта и порога из-за сильно отличающихся размерностей используемых индикаторов. При этом величина ранга заметно различается для $C_{орг}$ и разных индикаторов, отражая специфику пространственного распределения каждого показателя.

Картографические подходы оценки факторов, влияющих на пространственное распределение содержания и запаса $C_{орг}$. На качественном уровне формирование почв и их свойств связывают с сочетанием взаимодействующих факторов, изменяющихся во времени: почвообразующей породы, климата, деятельности живых организмов, рельефа, гидрологических условий и гидрогеологического строения ландшафта, хозяйственной деятельности человека [14, 21, 71, 120]. Первая карта содержания гумуса в черноземных почвах европейской части России XIX в., составленная на основе 250 почвенных разрезов, была представлена В.В. Докучаевым в книге “Русский чернозем” в 1883 г. [21], публикацию которой считают рождением почвоведения как науки. Через столетие ее использовали для приблизительной оценки изменения содержания гумуса под влиянием использования черноземов в пашне путем сравнения двух карт, составленных с интервалом 100 лет [77]. В середине XX в. был сделан анализ влияния гидротермических климатических показателей на содержание гумуса в верхнем горизонте почвы и запасов гумуса до глубины 100–120 см для территории европейской части СССР и Азербайджанской ССР [8].

Почвы, относящиеся к разным таксономическим группам (тип почвы, подтип, разновидность по гранулометрическому составу и др.), имеют сравнительно ограниченный диапазон изменения содержания $C_{орг}$ в поверхностных частях гумусовых горизонтов, мощности гумусовых горизонтов и однотипный характер вертикального распределения $C_{орг}$ по профилю. Это обычно отражено в почвенных классификациях при краткой характеристике соответствующей таксономической группы почв [25, 26, 46].

Первый опыт оценки изменения содержания гумуса в черноземах Каменной Степи, имеющих разную мощность гумусового профиля и расположенных в разных позициях рельефа на пашне, в открытой степи и под лесополосами, был сделан Туминым [67]. Он использовал сравнение средних значений сравнительно небольших выборок почвенных разрезов (от 4 до 18) при общем количестве разрезов с аналитическими данными около 90.

Для целинных вариантов серых лесных почв на территории подтаежной и лесостепной природно-климатических зон юга Тюменской области на основе 111 полнопрофильных разрезов были получены статистические характеристики содержания и запаса гумуса в основных почвенных горизонтах. Показано, что для достаточно большой территории один подтип почвы характеризуется относительно небольшим коэффициентом вариации 20–30% отмеченных показателей [24].

Примером систематизации результатов почвенного обследования, выполненного Гипрозе-

мом, является трехтомная монография “Почвы Молдавии” [48]. В ней изложены сведения о свойствах почв с использованием статистических показателей варьирования (среднее и коэффициент вариации) и получением дифференциальных статистических распределений содержания гумуса внутри разных подтипов черноземов и серых лесных почв. Объемы выборок составили от нескольких сотен до нескольких тысяч почвенных разрезов по каждой группе. Из этих данных следует, что для всех подтипов черноземов Молдавии характерно постепенное уменьшение с глубиной стандартного отклонения $C_{орг}$ с наибольшими значениями в верхней части профиля до 40–50 см, и обратная картина по коэффициенту вариации $C_{орг}$ – минимальные значения (14–20%) в верхних горизонтах с постепенным увеличением вниз по профилю до 25–35%. Бурые лесные, серые лесные и перегнойно-карбонатные почвы отличаются от черноземов заметно более высокими значениями коэффициента вариации $C_{орг}$ и в верхних (25–60%), и в нижних горизонтах (30–60%).

Поскольку почвенный покров представлен как элементарными почвенными ареалами сравнительно небольших размеров по площади от единиц квадратных метров до нескольких гектаров, так и различного рода почвенными комбинациями разного иерархического уровня в зависимости от строения ландшафтов, естественно ожидать разный характер пространственного распределения содержания и запасов $C_{орг}$ по мере увеличения площади исследуемого участка, что отмечалось выше (рис. 1–3).

Во многих публикациях представлены карты пространственного распределения содержания $C_{орг}$ или гумуса исследованных участков [13, 32, 37, 39, 64, 66, 73], а также содержания и запаса $C_{орг}$ в разных регионах мира [89, 98, 99, 117, 129, 158, 165, 166].

В связи с развитием методов цифрового почвенного картографирования появилось много публикаций с анализом факторов, используемых в картографических цифровых моделях описания пространственного распределения содержания и запасов $C_{орг}$ в почвах. Современное состояние вопросов цифрового картографирования содержания и запасов $C_{орг}$ в почвах обсуждалось в нескольких главах одной из книг [97, 127, 174] и подробно освещено в обзоре [128]. Указанные авторы [128] отмечают, что во многих публикациях используют функцию пространственного предсказания почвы SCORPAN для территорий разного размера от поля до больших регионов и континентов.

В обзоре [162] показано, что для описания пространственного распределения содержания или запаса $C_{орг}$ количественные климатические

характеристики среднегодовой температуры и годовой суммы осадков обычно используют от уровня бассейна крупной реки до отдельных континентов и всего Земного шара, разные морфометрические параметры рельефа (уклоны, кривизну поверхности, специальные топографические индексы) — от элементарного почвенного ареала до ландшафта, тип растительности — от хозяйства до глобального уровня, характер почвообразующих пород — от ландшафта до континента, физико-химические свойства почв — на сравнительно небольших по площади участках, гранулометрический состав почв и характер землепользования — практически на всех иерархических уровнях строения почвенного покрова.

Значимость тех или иных факторов почвообразования, используемых в моделях пространственного описания содержания и запаса $C_{орг}$, отличается в зависимости от особенностей региона, размера картографируемого объекта, имеющейся БД по свойствам почв, густоты точек опробования и применяемых технологий цифрового картографирования [83, 98, 99, 117, 121, 129, 137, 139, 158, 161, 165, 166].

Сезонная и многолетняя изменчивость $C_{орг}$ и других показателей. Исследования пространственного варьирования и сезонной динамики содержания $C_{орг}$ и эмиссии CO_2 из суглинистой Hapludalf на малых площадках (2 м^2) с большой повторностью ($n = 60$ на каждой площадке в каждый срок) были выполнены на биологической станции в Мичигане [149]. Установлено, что при выраженном пространственном варьировании $C_{орг}$ (коэффициент вариации 8–12% для площадки с пшеницей и 20–28% — 9-летнего тополя) получены значимые различия в июне по сравнению с апрелем, но разного знака: увеличение под тополем и уменьшение под пшеницей. Амплитуда составила 0.22–0.23% $C_{орг}$. При этом эмиссия CO_2 изменялась в 1.5 раза больше, чем содержание $C_{орг}$ под тополем, и в 5 раз больше под пшеницей. Авторы [149] считают, что основными причинами гетерогенности почв на исследованном массиве (2 м^2) вероятно являются процессы, связанные с деятельностью корней растений и преобразованием растительных остатков.

В трехлетних ежемесячных наблюдениях в севообороте с озимой пшеницей на пылевато-суглинистых Turic Haploxeroll (северо-запад США) установлено, что сезонное варьирование составляет от половины до одной трети общего варьирования с амплитудой от 0.06 до 0.2% $C_{орг}$ [163, 164]. В сильно кислых Ultisols под лесом на юге США с мая по октябрь содержание $C_{орг}$ значительно изменялось с амплитудой до 0.7% на контрольном участке и до 1.2% под лесом после пожара на фоне среднего содержания $C_{орг}$ 2.35% [93]. Мини-

мальные значения отмечались летом, максимальные весной или осенью. В Канаде в длительных полевых опытах на черных и бурых черноземах (Black and Brown Chernozems) в разных севооборотах сделан вывод об отсутствии динамики $C_{орг}$ в течение вегетационного периода в оба года наблюдений при варьировании сезонной амплитуды от 0.2 до 0.4% $C_{орг}$ [95, 96]. Напротив, на других опытных станциях на участках пастбищ разной интенсивности использования при 10-кратной пространственной повторности (данные о варьировании не представлены) отмечена сильно выраженная сезонная динамика $C_{общ}$ с амплитудой 1.1–1.7% на бурых солодах и 1.5–4.5% на черноземах [105].

В Стрелецкой степи (Центрально-черноземный заповедник имени В.В. Алехина в Курской области) на основе 36–90-кратной пространственной повторности в целинном черноземе типичном установлено сезонное изменение содержания гумуса с минимумом в июне и максимумом в сентябре [9]. Амплитуда изменений составила в среднем 2% (абсолютных) содержания гумуса (1.16% $C_{орг}$) при среднем содержании 10% (5.8% $C_{орг}$) [9]. Эти данные были подвергнуты сомнению В.В. Пономаревой и И.В. Тюриным [76], поскольку трудно предположить, что 40 т/га гумуса в слое 0–20 см за 2–3 месяца накопилось за счет отпада корней, масса которых составляет не более 18 т/га. По мнению авторов настоящей статьи, более вероятно гипотеза о неадекватной схеме опробования в пространстве, которая не учитывала трехкомпонентную пятнистость почвенного покрова, включающую черноземы типичные, черноземы зоогенно перерытые и черноземы выщелоченные [72]. Иными словами, полученные разные значения содержания гумуса в разные сезоны года от 9 до 11% обусловлены высокой пространственной изменчивостью показателя в целинной почвенной комбинации с почвами, имеющими различающиеся гумусовые профили, на которую наложена сезонная динамика.

Похожие результаты получены для черноземов обыкновенных тяжелосуглинистых на целине и на пашне в Ставропольском крае [35]. В слое 0–10 см минимальные значения содержания гумуса отмечались летом, максимальные весной или осенью с амплитудой 1.06% (0.61% $C_{орг}$) в целине и 0.48% (0.28% $C_{орг}$) в пашне, что соответствует пространственной изменчивости 12–18% по коэффициенту вариации.

Особый интерес вызывает статья Самсоновой и Тимофеевой [53], в которой оценивали устойчивость статистического распределения значений содержания ОВ по 20 точкам опробования на площади 400 м^2 в пахотном горизонте дерново-подзолистой почвы на территории агробиологической станции МГУ им. М.В. Ломоносова в

Чашниково (Московская область) в течение вегетационного сезона. Тип статистического распределения оказался близким к нормальному в начале и конце вегетационного сезона, а во время вегетации растений отличался от него. Авторы [53] отметили отчетливую динамику средних (медианных) значений содержания ОВ в пахотном горизонте в интервале до 0.4% (0.23% $C_{орг}$) в слое 0–4 см и до 0.22% (0.13% $C_{орг}$) в слое 4–18 см, которую объяснили отличающимися механизмами в разные периоды. На участке площадью 16 га в Брянском ополье были получены близкие нормальные вероятностные графики пространственной изменчивости для двух лет опробования агросерых почв, что позволило пренебречь возможным изменением содержания гумуса во времени [52].

Промежуточный итог – амплитуда сезонной динамики $C_{орг}$ в пахотном горизонте разных почв чаще всего меньше 0.23%, редко достигает 0.4%; на землях с постоянным растительным покровом она может увеличиваться до 2–4% (абсолютных).

Липатов с соавт. [37] для дерново-подзолистых, светло-серых лесных, серых лесных, темно-серых лесных почв, черноземов оподзоленных и выщелоченных Тульской области на пашне представили данные об изменении содержания гумуса по однократному анализу смешанного образца (составлен из 5 индивидуальных с площади 1 га) в течение 18 лет с 1983 по 2000 гг. Размах варьирования содержания гумуса составил 0.57–0.62% (0.33–0.36% $C_{орг}$) в дерново-подзолистых и светло-серых лесных пахотных почвах с разными типами севооборотов, 0.79–1.18% (0.46–0.68% $C_{орг}$) в серых, темно-серых лесных почвах и черноземах оподзоленных и 0.72–0.76% (0.42–0.44% $C_{орг}$) в черноземах выщелоченных. При этом авторы отмечают, что “...эти колебания продиктованы не трендовыми долгосрочными изменениями содержания гумуса, а отражают краткосрочные флуктуации этого показателя” ([37], с. 11). Следует обратить внимание, что в этой же статье рассматривается пространственное варьирование на таких же по размеру площадках пяти разных почв по данным 35 точек опробования на каждой. Коэффициент вариации менялся от 3.2 до 14% при размахе (максимум минус минимум) значений содержания гумуса от 0.6 до 1.4% в разных почвах. Иными словами, многолетняя изменчивость сопоставима с пространственной и, более того, с аналитическими погрешностями метода Тюрина, использованного для определения гумуса.

Специальные исследования [27, 28, 56, 65] 20-летней динамики содержания $C_{орг}$ в черноземах типичных Курской области, включавшие тщательное метрологическое обеспечение определения показателя методом сухого сжигания на автоматических анализаторах, оценку простран-

ственной вариабельности и сезонной изменчивости, показали значимое уменьшение содержания гумуса на 0.35% (от 6.1 до 5.75%) в среднем по участку, представленным микросочетанием черноземов типичных на выровненных поверхностях и выщелоченных на вогнутых, и более заметное до 0.6% гумуса (0.35% $C_{орг}$) в пределах элементарных почвенных ареалов черноземов типичных. В целом, полученные результаты позволили сделать следующий вывод: “При оценке тренда многолетней динамики содержания органического углерода в пахотных черноземах даже при отборе почвенных образцов в один и тот же срок необходимо исходить из того, что величина ΔC до 0.2% от массы почвы может быть обусловлена экспериментально зарегистрированной сезонной изменчивостью этого показателя, состоящей из аналитической ошибки, пространственной вариабельности и собственно сезонной составляющей” ([56], с. 70–71). Для обеспечения надлежащей точности мониторинга гумусового состояния черноземов авторы [65] рекомендовали выполнять детальное картографирование участка с точной привязкой точек опробования, формировать выборки из одноименных элементарных почвенных ареалов, учитывая положение их в микрорельефе, и использовать метод сухого сжигания для определения углерода с соответствующим метрологическим обеспечением аналитических работ.

В ряде работ представлены усредненные скорости изменения содержания гумуса или $C_{орг}$ в почвах с разным землепользованием [65]. Приведем несколько значений для оценки порядка получаемых величин. Они рассматриваются как значимые, хотя отмечали и незначимые оценки для ряда исследованных почв [102, 113]. Для черноземов типичных в пашне получен отрицательный тренд $-0.03\%/год$ гумуса ($-0.017\%/год C_{орг}$) в течение 20 лет [65]. В почвах Швейцарии отмечен положительный тренд $0.037 \pm 0.004\%/год C_{орг}$ на постоянных пастбищах и отрицательный тренд $-0.011 \pm 0.006\%/год$ на пашне за 30-летний период [113]. Для почв Лёссового плато в Китае приводятся тренды увеличения запаса $C_{орг}$ в слое 0–20 см в течение 10 лет (с 2005 по 2015) для разных типов землепользования, которые не являются пашней: 0.37 ± 0.12 т/(га год) на залежах, 0.67 ± 0.38 т/(га год) на землях, заросших лесом, 1.09 ± 0.25 т/(га год) в естественных лесах [102].

Таким образом, оценки многолетнего тренда изменения содержания или запаса $C_{орг}$, которые разные авторы считают значимыми, по абсолютной величине сопоставимы или меньше аналитической воспроизводимости используемых методов, заметно меньше амплитуды сезонной динамики и еще меньше пространственной вариабельности рассматриваемых показателей. Оценки принимают-

ся значимыми на основании получения значимых разниц измерений, сделанных в два срока с временным интервалом через 10–30 лет. Из этого следует, что результаты сравнения содержания или запаса $C_{\text{орг}}$ двух сроков измерений с существенно меньшим интервалом между ними (например, до 2–5 лет) с высокой вероятностью не могут характеризовать многолетний тренд. Значимые различия через такие интервалы времени могут быть связаны либо с сезонной динамикой, либо, более вероятно, с пространственным варьированием.

Минимальная значимая разница содержания и запаса $C_{\text{орг}}$ при сравнении в пространстве или во времени и оценка численности выборки. Для оценки изменения значения показателя в почве в пространстве и/или во времени необходимо определить достоверность, точнее значимость отличия от нуля, разности значений показателя, измеренных на двух (или более) участках и/или в два срока на одной и той же площадке. Эта задача имеет ясное статистическое решение, которое предполагает получение средних значений и среднеквадратических отклонений (стандартных отклонений) показателя на каждой площадке и/или в каждый срок измерений.

При объеме сравниваемых выборок n_1 и n_2 , оценок средних M_1 и M_2 и их ошибок m_1 и m_2 , допуская, что разность $d = M_1 - M_2$ является нормально распределенной случайной величиной, имеющей генеральное среднее равное нулю с оценкой ошибки разности m_d , рассчитывают фактическое значение критерия Стьюдента $t_{\text{факт}} = d/m_d$. Если $t_{\text{факт}} \geq t_{\alpha, v}$ с уровнем значимости α и числом степеней свободы $v = n_1 + n_2 - 2$, то разность d считают значимо отличающейся от нуля. Если $t_{\text{факт}} < t_{\alpha, v}$, то различия между средними считают статистически незначимыми [20]. Обычно принимают значение $\alpha = 0.05$, что соответствует доверительной вероятности 0.95.

Планирование численности выборок необходимо для обеспечения минимальной значимой разности содержания или запаса $C_{\text{орг}}$ в определенном слое почвы в два срока измерений на одной и той же площадке мониторинга. Оно основано на соотношениях, следующих из указанной статистической задачи, при допущениях, что $n_1 = n_2 = n$, $v = 2n - 2$, среднеквадратические отклонения одинаковы $S_1 = S_2 = S_z$:

$$t_{\alpha, v} = \frac{|d|}{m_d} = \frac{|d|\sqrt{n}}{S_z\sqrt{2}},$$

$$\frac{t_{\alpha, v}}{\sqrt{n}} = \frac{|d|}{S_z\sqrt{2}} \quad \text{или}$$

$$|d| = \frac{t_{\alpha, v}\sqrt{2}}{\sqrt{n}} S_z = K_4 S_z, \quad \text{где} \quad K_4 = \frac{t_{\alpha, v}\sqrt{2}}{\sqrt{n}}.$$

Поскольку значения n и $t_{\alpha, v}$ связаны друг с другом через число степеней свободы, планирование численности выборок удобно выполнить на основе двух вариантов диаграмм связи: (1) $d = f(S_z)$ при разных значениях n (рис. 5а), значения коэффициента K_4 для разных n приведены в табл. 6; (2) $n = f(S_z)$ при фиксированных значениях минимальной значимой разности d (рис. 5б). Причем, коэффициент пропорциональности K_4 в последней формуле при $n = 9$ приблизительно равен единице.

Из анализа диаграмм следует, что минимальную значимую разность показателя, сопоставимую со среднеквадратическим отклонением (S_z), учитывающим вместе аналитическую, пространственную и сезонную составляющие, возможно обеспечить только при повторности 9 и больше. Более низкая повторность допустима лишь в тех случаях, если $S_z \ll d$.

Приемлемые значения S_z , связанные с пространственным варьированием на уровне 0.2–0.3% $C_{\text{орг}}$, обычно можно получить на сравнительно небольших расстояниях от 5 до 15–20 м. Увеличение расстояния между точками сопровождается заметным увеличением варьирования. По результатам анализа семивариограмм [17, 41] считается, что на расстояниях более 40–80 м варьирование содержания углерода в дерново-подзолистых почвах достигает своего максимума, и значения показателя в сравниваемых точках можно рассматривать независимыми. Вместе с тем, величина S_z становится более 0.4–0.5% $C_{\text{орг}}$, что потребует существенного увеличения пространственной повторности до 20–30 для обеспечения $d < 0.3\%$.

На этом основании предлагается на одной площадке мониторинга делать 9 индивидуальных точек опробования в пространстве на малых расстояниях (от 5 до 15 м). Вместе с тем разнообразие почв и условий их использования велико. В каждом конкретном месте целесообразна оценка численности точек опробования, используя указанный выше подход, или его альтернативы [31].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При оценке влияния составляющих цикла углерода в наземных природных и антропогенно преобразованных экосистемах, касающихся содержания и запаса $C_{\text{орг}}$ в почвах, по необходимости требуется учитывать правильность и воспроизводимость методов определения указанных показателей, их пространственную изменчивость в разных условиях, сезонную динамику и многолетний тренд изменения во времени.

Самым мощным фактором изменчивости содержания $C_{\text{орг}}$ в почвах является пространствен-

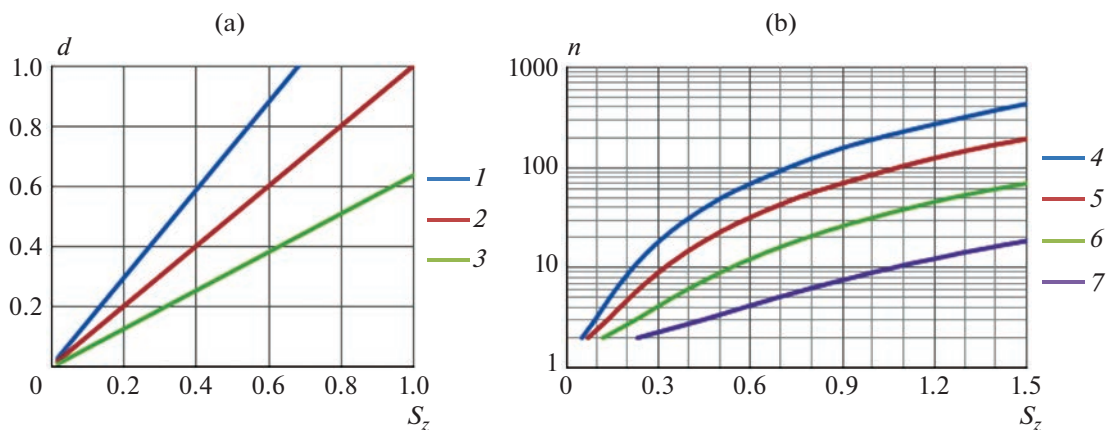


Рис. 5. Диаграммы для оценки объема выборки: а — линейная связь минимальной значимой разности между средними (d) и одинаковых среднеквадратических отклонений (S_z) двух сравниваемых выборок в зависимости от объема выборок ($n = n_1 = n_2$), значения углового коэффициента K_4 для разных n представлены в табл. 6; б — нелинейная связь объема выборки в один срок измерений ($n = n_1 = n_2$) и одинаковых среднеквадратических отклонений (S_z) двух сравниваемых выборок при фиксированном значении минимальной значимой разности средних (d). Величины d и S_z имеют одинаковые единицы. Обозначения: 1 — $n = 5$; 2 — $n = 9$; 3 — $n = 20$; 4 — $d = 0.2\% C_{\text{орг}}$, или $d = 0.2 \text{ кг/м}^2$ запаса $C_{\text{орг}}$; 5 — $d = 0.3\% C_{\text{орг}}$, или $d = 0.3 \text{ кг/м}^2$ запаса $C_{\text{орг}}$; 6 — $d = 0.5\% C_{\text{орг}}$, или $d = 0.5 \text{ кг/м}^2$ запаса $C_{\text{орг}}$; 7 — $d = 1.0\% C_{\text{орг}}$, или $d = 1.0 \text{ кг/м}^2$ запаса $C_{\text{орг}}$.

ная составляющая. Она включает характер вертикального распределения по почвенному профилю и горизонтальное распределение вдоль дневной поверхности. На основе многочисленных почвенных обследований в разных регионах мира, выполненных в течение 140-летнего периода, начиная с даты возникновения почвоведения как отрасли науки, можно утверждать, что наиболее сильное изменение содержания $C_{\text{орг}}$ по почвенному профилю наблюдается в поверхностных горизонтах до глубины 30–40 см, редко глубже. Причем в почвах под постоянным растительным покровом заметное уменьшение $C_{\text{орг}}$ с глубиной часто отмечается уже в первых сантиметрах от дневной поверхности, а активное перемешивание во время вспашки и других технологических операций обработки почвы приводит к выравниванию содержания $C_{\text{орг}}$ в пределах обрабатываемого слоя почвы.

Горизонтальная составляющая пространственной изменчивости имеет наименьшие оценки на малых расстояниях в пределах элементарных почвенных ареалов по [70] или полипедона по [121]. Количественно она составляет от 0.1 до 1.0% $C_{\text{орг}}$ абсолютного стандартного отклонения или 8–20% по коэффициенту вариации. Увеличение расстояния между точками или площади участка сопровождается возникновением иерархически усиливающейся неоднородности почвенного покрова в виде почвенных комбинаций (soil cover patterns) разных почв в геосистемах разного уровня строения вплоть до почвенного покрова Земли в целом. Выполненный анализ научной литературы позволил утверждать о наличии

тренда увеличения абсолютного стандартного отклонения и коэффициента вариации содержания и запаса $C_{\text{орг}}$ по мере увеличения логарифма площади участка. Тренд существует на фоне очень широкого разброса значений показателей пространственного варьирования в каждом сравнительно узком диапазоне изменения площади участка. Это создает высокую неопределенность оценок по мере увеличения охвата территории до размеров ландшафта, страны, континента.

Следующим важным фактором изменчивости содержания $C_{\text{орг}}$ в почвах, оказывающим серьезное влияние на интерпретацию получаемых данных, является воспроизводимость и правильность методов определения $C_{\text{орг}}$. Среди используемых методов предпочтение следует отдать прямому методу сухого сжигания, который позволяет получать правильные (т.е. с наименьшими систематическими отклонениями) и хорошо воспроизводимые данные. Количественно, характеристики воспроизводимости метода сухого сжигания в 4–5 раз лучше минимальных значений аналогичных характеристик пространственного варьирования в пределах элементарного почвенного ареала.

Косвенные методы Тюрина и Walkley-Black, основанные на определении окисляемости ОВ, явно уступают методу сухого сжигания. Во-первых, они дают существенные непостоянные систематические отклонения содержания $C_{\text{орг}}$, чаще всего в сторону занижения, у метода Тюрина меньшие, по сравнению с методом Walkley-Black. Во-вторых, они имеют более низкую воспроизводимость по сравнению с методом сухого сжигания.

ния. Количественно, воспроизводимость обоих методов (у метода Walkley-Black чуть лучше, чем у метода Тюрина) сопоставима с минимальными значениями характеристик пространственного варьирования в пределах элементарного почвенного ареала.

Третьим важным фактором изменчивости $C_{орг}$ в почве является сезонная динамика этого показателя в годичном цикле поступления в почву растительных остатков, их разложения, трансформации и минерализации в почве и эмиссией CO_2 в атмосферу. Количественно, оценки амплитуды сезонной динамики $C_{орг}$ в поверхностных горизонтах сопоставимы с характеристиками воспроизводимости методов Тюрина, Walkley-Black и минимальными характеристиками пространственного варьирования в пределах элементарного почвенного ареала. Можно предположить, что оценки сезонной амплитуды динамики более 0.5% абсолютного содержания $C_{орг}$ с высокой вероятностью следует относить к пространственной составляющей варьирования, а при организации исследования потребуются детальное почвенное картографирование участка для выбора сравнительно однородных почвенных ареалов и увеличение числа точек опробования в их пределах, чтобы иметь приемлемую величину минимальной достоверной разности значений в два срока измерений на одном и том же участке.

Оценки многолетнего тренда изменения $C_{орг}$ в почве имеют самые низкие числовые значения по сравнению с амплитудой сезонной динамики, воспроизводимостью используемых методов определения $C_{орг}$ и пространственной изменчивостью. Их обычно называют скоростью изменения с соответствующими единицами, отличающимися от единиц, в которых выражают содержание $C_{орг}$. Утверждение, написанное выше, сделано для разницы содержания $C_{орг}$ в почве через 1 год, численно совпадающей со значением средней скорости, но имеющей размерность содержания. Сделанное утверждение означает, что надежные оценки скорости изменения $C_{орг}$ в многолетнем режиме возможно получить только на основе значимых различий содержания $C_{орг}$ в два срока с интервалом времени между ними в несколько десятков лет при условии тщательной организации мониторинга. Мониторинг должен включать детальное почвенное картографирование тестового участка, схему опробования, соответствующей почвенному покрову, необходимое количество точек опробования, один постоянный или несколько сезонов отбора образцов и выбор надежного метода аналитического определения в оба срока.

При оценках запасов $C_{орг}$ ситуация усугубляется в связи с более высокими характеристиками

Таблица 6. Значения коэффициента K_4 в зависимости от объема выборки (n) в один срок

n	v	$t_{0.95, v}$	K_4
2	2	4.3	4.3
3	4	2.78	2.27
4	6	2.45	1.732
5	8	2.31	1.461
6	10	2.23	1.287
7	12	2.18	1.165
8	14	2.14	1.07
9	16	2.12	0.999
10	18	2.1	0.939
11	20	2.09	0.891
12	22	2.07	0.845
13	24	2.06	0.808
14	26	2.06	0.779
15	28	2.05	0.749
16	30	2.04	0.721
17	32	2.04	0.7
18	34	2.04	0.68
19	36	2.03	0.659
20	38	2.02	0.639
25	48	2.01	0.569
30	58	2	0.516
40	78	2	0.447
50	98	1.99	0.398

Примечание: v — число степеней свободы при сравнении двух выборок; $t_{0.95, v}$ — критерий Стьюдента при числе степеней свободы v и доверительной вероятности 0.95.

варьирования самого определения показателя по расчету четырех показателей (содержания $C_{орг}$, плотности слоя, доли мелкозема, толщины слоя почвы), каждый из которых имеет свои характеристики варьирования в пространстве и во времени. Соответственно, требования к ведению мониторинга запаса $C_{орг}$ в разных слоях почв становятся еще более строгими.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность профессорам Т.А. Архангельской, В.П. Самсоновой, С.Н. Чукову, доценту Ю.Л. Мешалкиной и неизвестным рецензентам за конструктивную критику и предложения по редактированию рукописи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения “Разработка системы наземного и дистанционно-

го 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).

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/S0032180X23600841>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аналитическое обеспечение мониторинга гумусового состояния почв: Методические рекомендации М.: Россельхозакадемия, Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1993. 73 с.
2. Афанасьев Р.А. Агрохимическое обеспечение точного земледелия // Проблемы агрохимии и экологии. 2008. № 3. С. 46–53.
3. Афанасьев Р.А. Методика полевых опытов по дифференцированному применению удобрений в условиях точного земледелия // Проблемы агрохимии и экологии. 2010. № 1. С. 38–44.
4. Вэй Ж.Б., Дзяо Д.Н., Чжанг Д.Й., Ли Д.Ю. Влияние рельефа и типа земель на пространственное распределение углерода органических веществ в почвах (на примере типичного локального водосборного бассейна в зоне черных почв северо-востока Китая) // Почвоведение. 2008. № 1. С. 44–53.
5. Витковская С.Е. Пространственная изменчивость параметров плодородия дерново-подзолистой почвы в полевых опытах // Агрофизика. 2011. № 2. С. 19–25.
6. Владыченский А.С., Рыжова И.М., Телеснина В.М., Галиахметов Р.Т. Пространственно-временная динамика содержания органического углерода в дерново-подзолистых почвах постагрогенных БГЦ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 2009. № 2. С. 3–9.
7. Внутривлабораторный контроль воспроизводимости результатов анализа почвенно-агрохимических объектов. Методические рекомендации. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1984. 23 с.
8. Волобуев В.Р. Почвы и климат. Баку: Изд-во АН Азербайджанской ССР, 1953. 320 с.
9. Герцык В.В. Сезонная динамика гумуса в мощных черноземах // Тр. Центрально-черноземного заповедника им. В.В. Алехина. Курск, 1959. Вып. 5. С. 32–38.
10. Гиниятуллин К.Г., Шинкарев А.А., Фазылова А.Г., Кузьмина К.И., Шинкарев А.А. (мл.) Пространственная неоднородность вторичной аккумуляции гумуса в старопашотных горизонтах залежных светло-серых лесных почв // Ученые записки Казанского ун-та. Естественные науки. 2012. Т. 154. Кн. 4. С. 61–70.
11. Гиниятуллин К.Г., Мухаметгалиева Г.Я., Латыпова А.И. Применение различных подходов к репрезентативному пробоотбору при изучении гумусонакопления в залежных почвах // Ученые записки Казанского ун-та. Естественные науки. 2013. Т. 155. Кн. 3. С. 208–220.
12. Гиниятуллин К.Г., Рязанов С.С., Смирнова Е.В., Латыпова Л.И., Рыжих Л.Ю. Использование геостатистических методов для оценки запасов органического вещества в залежных почвах // Ученые записки Казанского ун-та. Естественные науки. 2019. Т. 161. Кн. 2. С. 275–292.
13. Глазунов Г.П., Афонченко Н.В., Анухтин А.В. Анализ пространственного варьирования показателей плодородия черноземных почв в склоновых агроландшафтах // Вестник Курской гос. с.-х. академии. 2019. С. 23–31.
14. Глинка К.Д. Почвоведение. М.: Новая Деревня, 1927. 580 с.
15. ГОСТ 16263-70. Государственная система обеспечения единства измерений. Метрология. Термины и определения.
16. ГОСТ 26213-2021. Почвы. Методы определения органического вещества.
17. Готра О.Н. Структура пространственной неоднородности содержания гумуса в пахотном слое дерново-подзолистой почвы в пределах одного поля. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2004. 126 с.
18. Дворкин В.И. Метрология и обеспечение качества количественного химического анализа. М.: Химия, 2001. 263 с.
19. Дегтярева Е.Т. Результаты многолетнего полевого опыта по мелиорации солонцов в Городищенском районе Волгоградской области 1975–1999 гг. Фондовые материалы отдела генезиса и мелиорации засоленных и солонцовых почв ФИЦ “Почв. ин-т им. В.В. Докучаева”.
20. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 320 с.
21. Докучаев В.В. Русский чернозем. СПб.: Русская коллекция, 2008. 480 с.
22. Докучаев П.М. Построение цифровой почвенной карты и картограммы углерода с использованием методов цифрового почвенного картографирования (на примере Вятско-Камской провинции дерново-подзолистых почв южной тайги). Дис. ... канд. биол. наук. М., 2017.
23. Доспехов Б.А., Мазурина В.А. Варьирование агрохимических свойств дерново-подзолистой почвы и методика отбора почвенных проб в полевом опыте // Агрохимия. 1970. № 1. С. 86–94.
24. Каюгина С.М., Ерёмкина Д.В. Пространственная вариабельность гумусового состояния собствен-но-серых лесных почв Северного Зауралья // Из-

- вестия Оренбургского гос. аграрного ун-та. 2022. № 3. С. 21–26.
<https://doi.org/10.37670/2073-0853-2022-95-3-21-26>
25. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
26. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
27. Козут Б.М. Трансформация гумусового состояния черноземов при их сельскохозяйственном использовании. Дис. ... докт. с.-х. наук. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1996. 353 с.
28. Козут Б.М., Краснова Н.М., Большаков В.А., Бродский Е.С., Кулешов В.И., Фрид А.С. Аналитическое обеспечение мониторинга содержания углерода в почвах // Почвоведение. 1992. № 12. С. 138–143.
29. Козут Б.М., Милановский Е.Ю., Хаматнуров Ш.А. О методах определения содержания органического углерода в почвах (критический обзор) // Бюл. Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. 2023. Вып. 114. С. 5–28.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-114-5-28>
30. Козут Б.М., Фрид А.С. Сравнительная оценка методов определения содержания гумуса в почвах // Почвоведение. 1993. № 9. С. 119–123.
31. Козлов М.В. Планирование экологических исследований: теория и практические рекомендации. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014. 171 с.
32. Кондрашкина М.И. Пространственная изменчивость содержания песчаной фракции и гумуса в пределах единичного сельскохозяйственного угодья // Природная и антропогенная неоднородность почв и статистические методы ее изучения. Сб. науч. статей. М.: Издательско-торговая корпорация “Дашков и К°”, 2022. С. 84–88.
33. Красильников П.В., Сидорова В.А. Геоэстатистический анализ пространственной структуры кислотности и содержания органического углерода зональных почв Русской равнины // Геоэстатистика и география почв. М.: Наука, 2007. С. 67–80.
34. Кузякова И.Ф., Кузяков Я.В. Влияние микрорельефа на пространственное варьирование содержания гумуса в дерново-подзолистой почве длительного полевого опыта // Почвоведение. 1997. № 7. С. 824–831.
35. Куприченков М.Т. Сезонная динамика химических и агрохимических свойств био- и агрочернозема // Достижения науки и техники АПК. 2013. № 7. С. 67–68.
36. Липатов Д.Н., Щеглов А.И., Манахов Д.В., Завгородняя Ю.А., Брехов П.Т. Пространственное варьирование содержания бенз(а)пирена и свойств агрозема вблизи Южно-Сахалинской ТЭЦ // Почвоведение. 2015. № 5. С. 633–640.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15030089>
37. Липатов Д.Н., Лыжин В.А., Вежливцева Л.А. Пространственное распределение и многолетняя динамика содержания гумуса в агроландшафтах Тульской области // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2005. № 3. С. 35–41.
38. Литвинович А.В., Павлова О.Ю., Лаврищев А.В., Плылова И.А. Пространственная неоднородность содержания стабильного стронция в целинной и пахотной дерново-подзолистых почвах и роль гумусовых веществ в его закреплении // Агрохимия. 2012. № 4. С. 77–83.
39. Медведев В.В., Мельник А.И. Неоднородность агрохимических показателей почвы в пространстве и во времени // Агрохимия. 2010. № 1. С. 20–26.
40. Метрологическое обеспечение аналитических работ в почвоведении. Методические рекомендации М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1988. 112 с.
41. Мешалкина Ю.Л., Васенев И. И., Кузякова И.Ф., Романенков В.А. Геоэстатистика в почвоведении и экологии. Интерактивный курс для подготовки магистров по направлению “Агрохимия и агропочвоведение” профилю “Агроэкология” программе “Агроэкологический менеджмент и инжиниринг”. М., 2010. 95 с.
42. Никитин Д.А., Семенов М.В., Чернов Т.И., Ксенофонтова Н.А., Железова А.Д., Иванова Е.А., Хитров Н.Б., Степанов А.Л. Микробиологические индикаторы экологических функций почв (обзор) // Почвоведение. 2022. № 2. С. 1–16.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22020095>
43. Орешкина Н.С. Статистические оценки пространственной изменчивости свойств почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 112 с.
44. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 256 с.
45. Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 400 с.
46. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
47. Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Некоторые данные о степени внутримолекулярной окисленности гумуса разных типов почв (к вопросу о переводном коэффициенте с углерода на гумус) // Почвоведение. 1967. № 7. С. 85–95.
48. Почвы Молдавии. Т. 1. Генезис, экология, классификация и систематическое описание почв. Кишинев: Штиинца, 1984. 351 с.
49. Рыжова И.М., Подвезенная М.А. Пространственная вариабельность запасов органического углерода в почвах лесных и степных биогеоценозов // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1429–1437.
50. Савкова Е.Н. Систематизация подходов к причинно-следственному моделированию неопределенности при отборе проб и пробоподготовке // Стандартизация. 2019. № 1. С. 33–44.
51. Самсонова В.П. Пространственная изменчивость почвенных свойств: на примере дерново-подзолистых почв. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 160 с.
52. Самсонова В.П., Благовещенский Ю.Н., Мешалкина Ю.Л. Использование эмпирического байесовского кригинга для выявления неоднородностей распределения органического углерода на сельскохозяйственных угодьях // Почвоведение. 2017. № 3. С. 321–

328.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17030108>
53. Самсонова В.П., Тимофеева М.И. Динамика пространственной вариабельности содержания органического вещества в дерново-подзолистой пахотной почве // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1987. № 1. С. 18–23.
54. Самсонова В.П., Мешалкина Ю.Л., Дмитриев Е.А. Структуры пространственной вариабельности агрохимических свойств пахотной дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. 1999. № 11. С. 1359–1366.
55. Сахабиев И.А. Оценка изменения пространственной структуры почвенных показателей территории многолетнего сортоиспытания (на примере Заинского государственного сортоиспытательного участка) // Природная и антропогенная неоднородность почв и статистические методы ее изучения. Сб. науч. статей. М.: Издательско-торговая корпорация “Дашков и К°”, 2022. С. 61–66.
56. Семенов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
57. Сидорова В.А. Библиография 1939–2006 гг. // Гео-статистика и география почв. М.: Наука. 2007. С. 134–173.
58. Сидорова В.А. Изменение пространственной вариабельности почвенных свойств в результате антропогенного воздействия // Российский журн. прикладной экологии. 2010. № 3. С. 30–47. http://resources.krc.karelia.ru/krc/doc/publ2010/IB_ecol_pochv_030-47.pdf
59. Сидорова В.А. Динамика пространственного варьирования почвенных свойств луговых агроценозов Карелии при постантропогенном развитии // Российский журн. прикладной экологии. 2016. № 3. С. 23–27.
60. Сидорова В.А., Красильников П.В. Почвенно-географическая интерпретация пространственной вариабельности химических и физических свойств поверхностных горизонтов почв степной зоны // Почвоведение. 2007. № 10. С. 1168–1178.
61. Сидорова В.А., Федоров Ф.В. Влияние бобров на вариабельность свойств почв Южной Карелии // Гео-статистика и география почв. М.: Наука, 2007. С. 92–108.
62. 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. Сб. науч. статей. М.: Издательско-торговая корпорация “Дашков и К°”, 2022. С. 37–42.
63. Смирнов В.Г. Пространственное распределение органического вещества в почвах эрозийных ландшафтов юго-западной лесостепной провинции ЦЧР. Выпускная квалификационная работа обучающегося по направлению подготовки 21.04.02 Землеустройство и кадастры очной формы обучения, группы 81001614. Белгород, Белгородский гос. национальный исследовательский ун-т. 2018. 81 с. <https://nauchkor.ru/pubs/prostranstvennoe-raspredelenie-organicheskogo-veschestva-v-pochvah-erozionnyh-landshaftov-yugo-zapadnoy-lesostepnoy-provintsii-tschr-5c1a75f57966e104f6f85abf>
64. Смирнова Л.Г., Чендев Ю.Г., Новых Л.Л., Украинский П.А., Новых Н.Е. Микроразональные особенности профильного и пространственного распределения содержания гумуса в почвах склона // Научные ведомости. Сер. Естественные науки. 2011. Вып. 16. № 15. С. 160–167.
65. Сорокина Н.П., Козут Б.М. Динамика содержания гумуса в пахотных черноземах и подходы к ее изучению // Почвоведение. 1997. № 2. С. 178–184.
66. Сулейманов А.Р. Цифровое картографирование содержания почвенного органического углерода на пахотном участке Республики Башкортостан // Природная и антропогенная неоднородность почв и статистические методы ее изучения. Сб. науч. статей. М.: Издательско-торговая корпорация “Дашков и К°”, 2022. С. 57–60.
67. Тумин Г.М. Влияние лесных полос на почву в Каменной Степи. Воронеж: Коммуна, 1930. 40 с.
68. Тюрин И.В. Новое видоизменение объемного метода определения гумуса с помощью хромовой кислоты // Почвоведение. 1931. № 5–6. С. 36–47.
69. ФАО. Стандартная рабочая методика для органического углерода почвы. Спектрофотометрический метод Тюрин. Рим, 2021.
70. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. 423 с.
71. Хитров Н.Б. Теоретические и методические аспекты исследования закономерностей изменения почв при антропогенных воздействиях // Закономерности изменения почв при антропогенных воздействиях и регулирование состояния и функционирования почвенного покрова: Матер. Всерос. науч. конф. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. С. 3–12.
72. Целищева Л.К., Дайнеко Е.К. Очерк почв Стрелецкого участка Центрально-черноземного заповедника // Тр. Центрально-черноземного заповедника им. В.В. Алехина. Вып. X. М.: Лесная промышленность, 1967. С. 154–186.
73. Цирулев А.П. Пространственная неоднородность показателей почвенного плодородия и эффективность дифференцированного применения удобрений в Самарском Заволжье // Питание растений. 2011. № 1. С. 6–9.
74. Чевердин Ю.И., Беспалов В.А. Пространственное варьирование содержания гумуса в черноземах Каменной Степи // Плодородие. 2011. № 4. С. 28–29.
75. Чернова О.В., Голозубов О.М., Алябина И.О., Щепаченко 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>
76. Черноземы СССР. М.: Колос, 1974. Т. 1. 560 с.
77. Чесняк Г.Я., Гаврилюк Ф.Я., Крупеников И.А., Лактионов Н.И., Шилихина И.И. Гумусовое состоя-

- ние черноземов // Русский чернозем — 100 лет после Докучаева. М.: Наука, 1983. С. 186–198.
78. Честных О.В., Замолодчиков Д.Г. Зависимость плотности почвенных горизонтов от глубины их залегания и содержания гумуса // Почвоведение. 2004. № 8. С. 937–944.
79. Шамрикова Е.В., Ванчикова Е.В., Кондратёнок Б.М., Лаптева Е.М., Кострова С.Н. Проблемы и ограничения дихроматометрического метода измерения содержания почвенного органического вещества (обзор) // Почвоведение. 2022. № 7. С. 787–794.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22070097>
80. Шарый П.А., Пинский Д.Л. Статистическая оценка связи пространственной изменчивости содержания органического углерода в серой лесной почве с плотностью, концентрациями металлов и рельефом // Почвоведение. 2013. № 11. С. 1344–1356.
81. Шоба С.А., Алябина И.О., Колесникова В.М., Молчанов Э.Н., Рожков В.А., Столбовой В.С., Урусевская И.С., Шеремет Б.В., Конюшков Д.Е. Почвенные ресурсы России. Почвенно-географическая БД. М.: ГЕОС, 2010. 128 с.
82. AAFC. Agriculture and Agri-Food Canada. The Canadian Soil Information System (CANSIS) and the National Soil Database (NSDB).
<http://sis.agr.gc.ca/cansis/index.html>
83. Adhikari K., Hartemink A.E., Minasny B., Bou Kheir R., Greve M.B., Greve M.H. Digital Mapping of Soil Organic Carbon Contents and Stocks in Denmark // PLoS ONE. 2014. V. 9. № 8. P. e105519.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0105519>
84. Apesteguia M., Plante A.F., Vitoric I. Methods assessment for organic and inorganic carbon quantification in calcareous soils of the Mediterranean region // Geoderma Regional. 2017. V. 12. № 4. P. 39–48.
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2017.12.001>
85. Aşkin T., Kizilkaya R. Spatial Distribution Patterns of Soil Microbial Biomass Carbon within the Pasture // Agriculturae Conspectus Scientificus. 2007. V. 72. № 1. P. 75–79.
86. Aşkin T., Kizilkaya R. The spatial variability of urease activity of surface agricultural soils within an urban area // J. Central European Agriculture. 2005. V. 6. № 2. P. 161–166.
87. ASRIS. Australian Soil Resource Information System, Australian Department of Agriculture.
http://www.asris.csiro.au/index_ie.html
88. Awale R., Emeson M.A., Machado S. Soil organic carbon pools as early indicators for soil organic matter stock changes under different tillage practices in Inland Pacific Northwest // Frontiers in Ecology and Evolution. 2017. V. 5. P. 96.
<https://doi.org/10.3389/fevo.2017.00096>
89. 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. 113938.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113938>
90. Bergstrom D.W., Monreal C.M., Millette J.A., King D.J. Spatial Dependence of Soil Enzyme Activities along a Slope // Soil Sci. Soc. Am. J. 1998. V. 62. P. 1302–1308.
91. Black K., Creamer R.E., Xenakis G., Cook S. Improving forest soil carbon models using spatial data and geostatistical approaches // Geoderma. 2014. V. 232–234. P. 487–499.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.05.022>
92. Blakemore L.C., Searle P.L., Daly B.K. Methods for chemical analysis of soils // New Zealand Soil Bureau. Scientific Report 10. Dep. of Sci. and Industrial Res. New Zealand, 1977. 112 p.
93. Boerner R.E.J., Brinkman J.A., Smith A. Seasonal variations in enzyme activity and organic carbon in soil of a burned and unburned hardwood forest // Soil Biol. Biochem. 2005. V. 37. P. 1419–1426.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.12.012>
94. Bruun T.B., Ryan C.M., de Neergaard A., Berry N.J. Soil organic carbon stocks maintained despite intensification of shifting cultivation // Geoderma. 2021. V. 388. P. 114804.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114804>
95. Campbell C.A., Biederbeck V.O., Hahn D., Lafond G.P., Wen G., Schoenau J. Seasonal trends in soil biochemical attributes: Effects of crop management on a Black Chernozem // Can. J. Soil Sci. 1999a. V. 79. P. 85–97.
<https://doi.org/10.4141/S98-029>
96. Campbell C.A., Biederbeck V.O., Zentner R.P., Hahn D., Wen G., Schoenau J. Seasonal trends in selected soil biochemical attributes: Effects of crop rotation in the semiarid prairie // Can. J. Soil Sci. 1999. V. 79. P. 73–84.
<https://doi.org/10.4141/S98-008>
97. Carré F., Jeannée N., Casalegno S., Lemarchand O., Reuter H.I., Montanarella L. Mapping the CN ratio of the forest litters in Europe—Lessons for Global Digital Soil Mapping // Digital Soil Mapping. Progress in Soil Science 2. N.Y.: Springer Science + Business Media B.V., 2010. P. 217–225.
https://doi.org/10.1007/978-90-481-8863-5_18
98. Chaplot V., Bouahom B., Valentin C. Soil organic carbon stocks in Laos: spatial variations and controlling factors // Global Change Biology. 2010. V. 16. P. 1380–1393.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02013.x>
99. Choudhury B.U., Mohapatra K.P., Das A., Das P.T., Nongkhlaw L., Fiyaz R.A., Ngachan S.V., Hazarika S., Rajkhowa D.J., Munda G.C. Spatial variability in distribution of organic carbon stocks in the soils of North East India // Current Science. 2013. V. 104. № 5. P. 604–614
100. Constancias F., Terrat S., Saby N.P.A., Horrigue W., Villerd J., Guillemin J.-P., Biju-Duval L., Nowak V., Dequiedt S., Ranjard L., Prévost-Bouré N.C. Mapping and determinism of soil microbial community distribution across an agricultural landscape // Microbiology Open. 2015. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1002/mbo3.255>
101. Cunningham S.C., Metzeling K.J., Mac Nally R., Thomson J.R., Cavagnaro T.R. Changes in soil carbon of pastures after afforestation with mixed species:

- Sampling, heterogeneity and surrogates // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2012. V. 158. P. 58–65.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.05.019>
102. 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>
 103. Dijkshoorn J.A. SOTER database for Southern Africa (SOTERSAF). ISRIC – World Soil Information. Wageningen, 2003.
 104. Dijkshoorn J.A., Huting J.R.M., Tempel P. Update of the 1 : 5 million Soil and Terrain Database for Latin America and the Caribbean (SOTERLAC; version 2.0). ISRIC – World Soil Information. Wageningen, 2005.
 105. Dormaar J.F., Johnston A., Smoliak S. Seasonal variation in chemical characteristics of soil organic matter of grazed and ungrazed mixed prairie and fescue grassland // *J. Range Management*. 1977. V. 30. P. 195–198.
<https://doi.org/10.2307/3897467>
 106. Eze S., Palmer S.M., Chapman P.J. Soil organic carbon stock in grasslands: Effects of inorganic fertilizers, liming and grazing in different climate settings // *J. Environ. Management*. 2018. V. 223. P. 74–84.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.06.013>
 107. FAO. Global Soil Laboratory Network. Standard operating procedure for soil organic carbon – Walkley-Black method: Titration and colorimetric method. Rome, FAO. 2019.
<https://www.fao.org/3/ca7471en/ca7471en.pdf>
 108. FAO. Global Soil Laboratory Network. Standard operating procedure for soil total carbon – Dumas dry combustion method. Rome, FAO. 2019.
<https://www.fao.org/3/ca7781en/ca7781en.pdf>
 109. FAO. A protocol for measurement, monitoring, reporting and verification of soil organic carbon in agricultural landscapes – GSOC-MRV Protocol. Rome, 2020.
<https://doi.org/10.4060/cb0509en>
 110. Funes I., Savé R., Rovira P., Molowny-Horas R., Alcañiz J.M., Ascaso E., Herms I., Herrero C., Boixadera J., Vayreda J. Agricultural soil organic carbon stocks in the north-eastern Iberian Peninsula: Drivers and spatial variability // *Sci. Total Environ*. 2019. V. 668. P. 283–294.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.02.317>
 111. Gardi C., Sconosciuto F. Evaluation of carbon stock variation in Northern Italian soils over the last 70 years // *Sustainable Sci*. 2007. V. 2. P. 237–243.
<https://doi.org/10.1007/s11625-007-0034-9>
 112. Gómez J.A., Guzmán G., Vanwalleghe T., Vanderlinden K. Spatial variability of soil organic carbon stock in an olive orchard at catchment scale in Southern Spain // *Int. Soil Water Conservation Res*. 2022. V. 12. P. 002.
<https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2022.12.002>
 113. 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>
 114. Guo L.B., Gifford R.M. Soil carbon stock and land use change: A meta-analysis // *Global Change Biol*. 2002. V. 8. № 4. P. 345–360.
<https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2002.00486.x>
 115. Harmonized World Soil Database (version 1.0). Rome: FAO, IIASA, ISRIC, ISS-CAS, JRC. FAO, 2008.
 116. Hoogsteen M.J.J., Breure A.M., van Ittersum M.K. Monitoring soil organic matter on grassland farms: An exploratory analysis // *Geoderma*. 2022. V. 405. P. 115456.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115456>
 117. Huang B., Sun W., Zhao Y., Zhu J., Yang R., Zou Z., Ding F., Su J. Temporal and spatial variability of soil organic matter and total nitrogen in an agricultural ecosystem as affected by farming practices // *Geoderma*. 2007. V. 139. P. 336–345.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.02.012>
 118. Intergovernmental Panel on Climate Change. Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry. IPCC National Greenhouse Gas Inventories Programme / Eds. Penman J. et al. IPCC, 2008. 590 p.
 119. IPCC 2019. Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories / Eds. Calvo Buendia et al. IPCC, 2019.
 120. Jenny H. Factors of soil formation: a system of quantitative pedology. N.Y.: Dover Publications, 1941. 281 p.
 121. Johnson W.M. The Pedon and the Polypedon // *Soil Sci. Soc. Am. Proc*. 1963. V. 27. P. 212–215.
 122. Lacoste M., Minasny B., McBratney A., Michot D., Vaud 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>
 123. Lal R. Sequestering atmospheric carbon dioxide // *Critical Rev. Plant Sci*. 2009. V. 28. P. 90–96.
<https://doi.org/10.1080/07352680902782711>
 124. Le Bas C., King D., Jamagne M., Daroussin J. The European Soil Information System. Luxembourg: European Soil Bureau Research, 1998.
 125. Liptzin D., Norris C.E., Cappellazzi S.B., Mac Bean G., Cope M., Greub K.L.H., Rieke E.L. et al. An evaluation of carbon indicators of soil health in long-term agricultural experiments // *Soil Biol. Biochem*. 2022. V. 172. P. 108708.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2022.108708>
 126. Maillard E., McConkey B.G., Angers D.A. Increased uncertainty in soil carbon stock measurement with spatial scale and sampling profile depth in world grasslands: A systematic analysis // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2017. V. 236. P. 268–276.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.11.024>
 127. Mendonça-Santos M.L., Dart R.O., Santos H.G., Coelho M.R., Berbara R.L.L., Lumberras J.F. Digital soil mapping of topsoil organic carbon content of Rio de Janeiro State, Brazil // *Digital Soil Mapping. Progress in Soil Science 2*. N.Y.: Springer Science + Business Media B.V., 2010. P. 255–266.
https://doi.org/10.1007/978-90-481-8863-5_21

128. *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>
129. *Mishra U., Lal R., Liu D., Van Meirvenne M.* Predicting the Spatial Variation of the Soil Organic Carbon Pool at a Regional Scale // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2010. V. 74. № 3. P. 906–914.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0158>
130. *Mishra U., Riley W.J.* Scaling impacts on environmental controls and spatial heterogeneity of soil organic carbon stocks // *Biogeosciences*. 2015. № 12. P. 3993–4004.
<https://doi.org/10.5194/bg-12-3993-2015>
131. *Nelson D.W., Sommers L.E.* Total carbon, organic carbon, and organic matter // *Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods*. Madison: SSSA Book Series, 1996. P. 961–1010.
132. *Nguemezi C., Tematio P., Silatsa F.B.T., Yemefack M.* Spatial variation and temporal decline (1985–2017) of soil organic carbon stocks (SOCs) in relation to land use types in Tombel area, South-West Cameroon // *Soil Till. Res.* 2021. V. 213. 1051114. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105114>
133. *Oueslati I., Allamano P., Bonifacio E., Claps P.* Vegetation and Topographic Control on Spatial Variability of Soil Organic Carbon // *Pedosphere*. 2013. V. 23. P. 48–58.
134. *Peigné J., Vian J.-F., Cannavacciuolo M., Bottollier B., Chaussod R.* Soil sampling based on field spatial variability of soil microbial indicators // *Eur. J. Soil Biol.* 2009. P. 488–495.
<https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2009.09.002>
135. *Piotrowska A., Dlugosz J., Namysłowska-Wilczyńska B., Zamorski R.* Field-scale variability of topsoil dehydrogenase and cellulase activities as affected by variability of some physico-chemical properties // *Biol. Fertil. Soils*. 2011. V. 47. P. 101–109.
<https://doi.org/10.1007/s00374-010-0507-3>
136. *Rahman M.H., Holmes A.W., Saunders S.J.* Spatio-temporal variation in soil organic carbon under kiwifruit production systems of New Zealand // *Proc. 1st Int. Symposium on Organic Matter Management and Compost in Horticulture*. Eds.: Biala J. et al. Acta Hort. 1018, ISHS, 2014. P. 279–286.
137. *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>
138. *Rossel R.A.V., Webster R., Bui E.N., Baldock J.A.* Base-line map of organic carbon in Australian soil to support national carbon accounting and monitoring under climate change // *Global Change Biology*. 2014. V. 20. P. 2953–2970.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12569>
139. *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>
140. *Qiu W., Curtin D., Johnstone P., Beare M., Hernandez-Ramirez G.* Small-Scale Spatial Variability of Plant Nutrients and Soil Organic Matter: an Arable Cropping Case Study // *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 2016.
<https://doi.org/10.1080/00103624.2016.1228945>
141. *Oueslati I., Allamano P., Bonifacio E., Claps P.* Vegetation and Topographic Control on Spatial Variability of Soil Organic Carbon // *Pedosphere*. 2013. V. 23. P. 48–58.
142. *Schimel J.* Modeling ecosystem-scale carbon dynamics in soil: The microbial dimension // *Soil Biol. Biochem.* 2023. V. 178. P. 108948.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2023.108948>
143. *Schöning I., Totsche K.U., Kögel-Knabner I.* Small scale spatial variability of organic carbon stocks in litter and solum of a forested Luvisol // *Geoderma*. 2006. V. 136. P. 631–642.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.04.023>
144. *Schulp C.J.E., Verburg P.H.* Effect of land use history and site factors on spatial variation of soil organic carbon across a physiographic region // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2009. V. 133. P. 86–97.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2009.05.005>
145. *Shahbaz M., Bengtson P., Mertes J.R., Kulesa B., Kljun N.* Spatial heterogeneity of soil carbon exchanges and their drivers in a boreal forest // *Sci. Total Environ.* 2022. V. 831. P. 154876.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.154876>
146. *Shamrikova E.V., Kondratenok B.M., Tumanova E.A., Vanchikova E.V., Lapteva E.M., Zonova T.V., Lu-Lyan-Min E.I., Davydova A.P., Libohova Z., Suvannang N.* Transferability between soil organic matter measurement methods for database harmonization // *Geoderma*. 2022. V. 412. P. 115547.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115547>
147. Soil Survey Staff, Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture. American Web Soil Survey and Geographic (SSURGO). <http://soildatamart.nrcs.usda.gov>
148. *Stevens F., Bogaert P., van Wesemael B.* Detecting and quantifying field-related spatial variation of soil organic carbon using mixed-effect models and airborne imagery // *Geoderma*. 2015. V. 259–260. P. 93–103.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.05.008>
149. *Stoyan H., De-Polli H., Bohm S., Robertson G.P., Paul E.A.* Spatial heterogeneity of soil respiration and related properties at the plant scale // *Plant and Soil*. 2000. V. 222. P. 203–214.
<https://doi.org/10.1023/A:1004757405147>
150. *Tabatabai M.A., Bremner J.M.* Use of the Leco automatic 70-second carbon analyzer for total carbon analyses of soils // *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 1970. V. 34. № 4. P. 608–610.
151. *Tan X., Xie B., Wang J., He W., Wang X., Wei G.* County-Scale Spatial Distribution of Soil Enzyme Activities and Enzyme Activity Indices in Agricultural Land: Implications for Soil Quality Assessment // *Scientific*

- World J. 2014. P. 535768.
<https://doi.org/10.1155/2014/535768>
152. Tate K.R., Wilde R.H., Giltrap D.J., Baisden W.T., Sagar S., Trustrum N.A., Scott N.A., Barton J.P. Soil organic carbon stocks and flows in New Zealand: System development, measurement and modelling // *Can. J. Soil. Sci.* 2005. V. 85. P. 481–489.
 153. Tesfay F., Kibret K., Gebrekirstos A., Hadgu K.M. Soil Carbon and Nitrogen Stock and Their Spatial Variability Along an Exclosure Chronosequence at Kewet District, Central Dry Lowlands of Ethiopia // *Air, Soil Water Research*. 2022. V. 15. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1177/11786221221124546>
 154. Tóth E., Kisic I., Galic M., Telak L.J., Brezinscak L., Dugan I., Dencsó M., Gelybó G., Bakacsi Z., Horel Á., Bogunovic I. Spatial mapping of soil respiration using auxiliary variables. A small scale study // *J. Central European Agriculture*. 2021. V. 22. P. 657–668.
<https://doi.org/10.5513/JCEA01/22.3.3227>
 155. Turner J., Lambert M. Change in organic carbon in forest plantation soils in eastern Australia // *Forest Ecology and Management*. 2000. V. 133. P. 231–247.
 156. Walkley A., Black I.A. An examination of the Degjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method // *Soil Science*. 1934. V. 37. P. 29–38.
 157. Wang L., Okin G.S., Caylor K.K., Macko S.A. Spatial heterogeneity and sources of soil carbon in southern African savannas // *Geoderma*. 2009. V. 149. P. 402–408.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.12.014>
 158. Wang S., Xu L., Zhuang Q., He N. Investigating the spatio-temporal variability of soil organic carbon stocks in different ecosystems of China // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 758. P. 143644.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143644>
 159. Webster R., Oliver M.A. Statistical methods in soil and land resource survey. Oxford: Oxford Univ. press, 1990. 316 p.
 160. Wenzel W.W., Duboc O., Golestanifard A., Holzinger C., Mayr K., Reiter J., Schiefer A. Soil and land use factors control organic carbon status and accumulation in agricultural soils of Lower Austria // *Geoderma*. 2022. V. 409. P. 115595.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115595>
 161. Wiesmeier M., Barthold F., Spörlein P., Geuß U., Hangen E., Reischl A., Schilling B., Angst G., von Lütow M., Kögel-Knabner I. Estimation of total organic carbon storage and its driving factors in soils of Bavaria (southeast Germany) // *Geoderma Regional*. 2014. V. 1. P. 67–78.
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2014.09.001>
 162. Wiesmeier M., Urbanski L., Hobley E., Lang B., von Lütow 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>
 163. Wuest S. Seasonal variation in soil organic carbon // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2014. V. 78. P. 1442–1447.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2013.10.0447>
 164. Wuest S.B., Schillinger W.F., Machado S. Variation in soil organic carbon over time in no-till versus minimum tillage dryland wheat-fallow // *Soil Till. Res.* 2023. V. 229. 105677. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2023.105677>
 165. 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. 104763.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104763>
 166. Xiong X., Grunwald S., Myers D.B., Kim J., Harris W.G., Bliznyuk N. Assessing uncertainty in soil organic carbon modeling across a highly heterogeneous landscape // *Geoderma*. 2015. V. 251–252. P. 105–116.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.03.028>
 167. Yang F., Tiana J., Fanga H., Gao Y., Zhanga X., Yua G., Kuzyakov Y. Spatial heterogeneity of microbial community and enzyme activities in a broad-leaved Korean pine mixed forest // *Eur. J. Soil Biol.* 2018. V. 88. P. 65–72.
<https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2018.07.001>
 168. Yang P., Byrne J.M., Yang M. Spatial variability of soil magnetic susceptibility, organic carbon and total nitrogen from farmland in northern China // *Catena*. 2016. V. 145. P. 92–98.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.05.025>
 169. Yu D.-S., Zhang Z.-Q., Yang H., Shi X.-Z., Tan M.-Z., Sun W.-X., Wang H.-J. Effect of Soil Sampling Density on Detected Spatial Variability of Soil Organic Carbon in a Red Soil Region of China // *Pedosphere*. 2011. V. 21. P. 207–213.
 170. Yun-Qiang W.A.N.G., Zhang X.C., Zhang J.L., Shun-Ji L.I. Spatial variability of soil organic carbon in a watershed on the Loess Plateau // *Pedosphere*. 2009. V. 19. P. 486–495.
[https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(09\)60141-7](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(09)60141-7)
 171. Zhang P., Wang Y., Xu L., Sun H., Li R., Zhou J. Factors controlling the spatial variability of soil aggregates and associated organic carbon across a semi-humid watershed // *Sci. Total Environ.* 2022. V. 809. P. 151155.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.151155>
 172. Zhang S., Zhang X., Liu Z., Sun Y., Liu W., Dai L., Fu S. Spatial heterogeneity of soil organic matter and soil total nitrogen in a Mollisol watershed of Northeast China // *Environ. Earth Sci.* 2014. V. 72. P. 275–288.
<https://doi.org/10.1007/s12665-014-3081-4>
 173. Zhao W., Cao T., Li Z., Luo M., Su Y. Spatial variability of soil organic matter in a gravel-sand mulched jujube orchard at field scale // *Arabian J. Geosciences*. 2020. V. 13. 446.
<https://doi.org/10.1007/s12517-020-05465-w>
 174. Zhao Y.C., Shi X.Z. Spatial prediction and uncertainty assessment of soil organic carbon in Hebei Province, China // *Digital Soil Mapping. Progress in Soil Science* 2. N.Y.: Springer Science + Business Media B.V., 2010. P. 227–239.
https://doi.org/10.1007/978-90-481-8863-5_19

Changeability of Content and Storage of Soil Organic Matter: an Analytical Review

N. B. Khitrov¹, *, D. A. Nikitin¹, E. A. Ivanova¹, and M. V. Semenov¹

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

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

An aim of analytical review is to systematize information about quantitative characteristics of changeability in the content and storage of organic carbon (C_{org}) in soils. The review considers evaluations of validity and reproducibility of C_{org} determination, spatial variability and heterogeneity of C_{org} at different hierarchic levels of soil cover pattern and change them in time. The most powerful factor of C_{org} changeability in soils is spatial variability. Ascending trend of absolute standard deviation and coefficient of variation for C_{org} content and storage in soil with the increase in the logarithm of site area has been revealed. However, the values of the indicators of spatial variation of C_{org} have a wide spread in each narrow range of variation of the plot area, which leads to high uncertainty of the estimates as the area coverage increases. Direct dry combustion method is considered preferable among used methods for determination of C_{org} content. It allows obtaining valid (i.e. with the least systematic deviations) and well reproducible data. Indirect Turin's and Walkley-Black's methods systematically underestimate the C_{org} content and have reproducibility comparable with amplitude of seasonal dynamics and with minimal values of spatial variability indices within elementary soil area. Obtaining estimates of long-term trend of C_{org} content strict adherence to stringent monitoring conditions over time intervals of more than 15 years. Spatial variation of C_{org} storage is stronger than C_{org} content, which further increases the monitoring requirements.

Keywords: soil organic carbon, analytical reproducibility, spatial variability, seasonal dynamics, long-term trend

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

СУПРАГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПОЧВЫ И ПОЧВОПОДОБНЫЕ ТЕЛА: РАЗНООБРАЗИЕ, ГЕНЕЗИС, ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ (ОБЗОР)

© 2023 г. Н. С. Мергелов^{a, *} (ORCID: 0000-0001-5796-5960), С. В. Горячкин^a, Э. П. Зазовская^{a, c},
Д. В. Карелин^a, Д. А. Никитин^{a, b}, С. С. Кутузов^{a, d}

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

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

^cЦентр прикладных изотопных исследований, Университет штата Джорджия-Атенс,
Ривербенд роэд, 120, Атенс, GA30602 США

^dЦентр полярных и климатических исследований Берда, Университет штата Огайо,
Кармак роэд, 1090, Колумбус, OH43210 США

*e-mail: mergelov@igras.ru

Поступила в редакцию 17.07.2023 г.

После доработки 07.08.2023 г.

Принята к публикации 07.08.2023 г.

В XXI в. ледники стали рассматривать как отдельный биом, который приобрел особое значение в современном мире отступающего льда. В обзоре систематизированы результаты последних исследований органо-минеральных образований на ледниках, их разнообразия, генезиса, функционирования и биосферной роли. Ставится вопрос о возможности вовлечения супрагляциальных (наледниковых) органо-минеральных образований в круг объектов почвоведения, а супрагляциальная зона рассматривается как область формирования почвенных и почвоподобных тел, биогеохимические процессы в которых влияют на ледниковый биом и окружающие его ландшафты. Типизация супрагляциальных органо-минеральных образований с позиции почвоведения выявила в них признаки почвенных процессов: аккумуляции и стабилизации органического вещества (ОВ), его гетеротрофной трансформации, образования темноцветного гумифицированного ОВ и накопления остаточных твердофазных продуктов функционирования *in situ*, агрегации мелкозема и его биогенного оструктурирования, биохимического выветривания. Среди супрагляциальных образований предложено выделять предпочвы, в том числе эфемерные образования, почвоподобные тела и почвы во льду и снеге, метастабильные почвоподобные тела на криоконите и почвы с микропрофилями под моховыми сообществами на льду, а также относительно стабильные почвы с макропрофилями на мелкоземисто-обломочных отложениях с подстиланием ледников и льда, уже прекратившего движение. Легкодоступное водорастворимое ОВ, накопившееся и трансформировавшееся, в том числе в супрагляциальных почвах и почвоподобных телах, оказывает существенное влияние на перигляциальную зону, приводя к резервуарному и прайминг эффектам. Фундаментальное значение исследований супрагляциальных органо-минеральных систем велико для понимания эволюции экосистем на Земле и для построения моделей поверхностных образований внеземных тел с обширной криосферой. Супрагляциальное почвообразование — это также модельный объект для исследования формирования почв вне ледников в условиях постоянного поступления внешних органических и минеральных компонентов, вклад которых вне ледников не менее значителен, но замаскирован полиминеральным субстратом самих почв и почвообразующих пород.

Ключевые слова: органо-минеральные взаимодействия, предпочвы, криокониты, перигляциальная зона, эмиссия парниковых газов, радиоуглерод

DOI: 10.31857/S0032180X23601494, **EDN:** DQOASG

ВВЕДЕНИЕ

История ледников на Земле насчитывает как минимум 2.9 млрд лет. Об этом свидетельствуют древнейшие ископаемые морены — тиллиты кратона Каапвааль в Южной Африке [26, 249]. Ледники и скопления минерального материала на их поверхности, вероятно, возникли практически

синхронно, так как дисперсные продукты выветривания пород с легкостью переносятся ветром или гравитационными процессами и аккумулируются на льду. Микроорганизмы стали осваивать терригенные породы как минимум 3.2–2.6 млрд л. н. [50, 52, 103, 241], поэтому с самого начала на поверхности ледников, в так называемой наледниковой или супрагляциальной зоне, наряду с минеральными

ми могли накапливаться и биогенные компоненты. В связи с этим можно предположить, что супрагляциальные органо-минеральные системы могут являться очень древними образованиями. Уже на первых этапах существования ледников они могли влиять на их энергетический баланс за счет изменения альбедо и регулировать биогеохимические процессы в супрагляциальной зоне и за ее пределами. Значение супрагляциальных органо-минеральных систем существенно возрастало во времена масштабных похолоданий как в палеопротерозое (гуронская гляциоэра ~2.4–2.2 млрд л. н.), так и в неопротерозое (криогений ~0.72–0.64 млрд л. н.), когда оледенения охватывали все континенты и достигали уровня моря в тропических широтах [79, 186, 233]. Дискуссия о масштабах докембрийских оледенений продолжается [102, 113, 124], но последние палеоклиматические модели показывают, что даже в условиях, близких к Snowball Earth, на континентах никогда не было недостатка в свободных ото льда территориях [50, 101, 139], а аккумулировавшаяся на поверхности льда вулканическая и континентальная пыль могла существенно снижать альбедо [32]. Такие безледные пространства вероятно были схожи с Сухими долинами современной Антарктиды и служили источниками мелкозема. Этому есть свидетельства в осадочной летописи криогения в виде лёсситов — сохранившихся в консолидированном состоянии эоловых отложений перигляциальных обстановок [78].

Палеонтологические данные указывают на то, что несколько групп фотоавтотрофных эукариот, например, красные и зеленые водоросли [57, 88, 125, 126], появившиеся до криогения (т.е. ранее 0.72 млрд л. н.), пережили всепланетарные оледенения. В качестве рефугиумов при масштабных оледенениях наряду с гидротермальными ландшафтами, озерами и почвами безледных “оазисов” наподобие антарктических, также могли выступать абляционные ледниковые поверхности, покрытые органо-минеральными седиментами (см. ссылки в обзоре [101]). Супрагляциальная зона, по-видимому, была самым большим по площади рефугиумом для докембрийских организмов, включая протисты [62]. Организмы должны были адаптироваться к жизни в криосфере, циклам замораживания—оттаивания, высокой ультрафиолетовой нагрузке и крайне лимитированной первичной продукции органического вещества [232]. Авторы [253] обосновывают роль холодных ледниковых обстановок в эволюции наземных растений и их дальнейшей экспансии на суше, а также возможность возврата от многоклеточных форм к одноклеточным у некоторых водорослей в связи с адаптациями к условиям на ледниках. Ледники, покрытые мелкоземисто-обломочным материалом, могли выступать в качестве рефугиумов для

сосудистых растений во время четвертичных оледенений [83]. Некоторые исследователи рассматривают супрагляциальные седименты как модельные объекты для понимания условий, в которых могли существовать микроорганизмы на древней Земле, а также в качестве потенциальных аналогов супрагляциальных образований на внеземных телах, включая Марс и спутник Сатурна Титан [106, 196, 231].

Таким образом, полученные в последние годы палеонтологические и палеоклиматические данные указывают на важное значение органо-минеральных седиментов на ледниках для эволюции как отдельных организмов, так и экосистем на Земле. Сейчас мы стали современниками драматического таяния ледников, усиленного, в том числе за счет темноцветного органо-минерального материала на их поверхности, что как никогда актуализирует исследование генезиса такого материала, его разнообразия и структуры, развития в нем почвенных процессов, а также влияния на почвы и почвенные покровы, возникающие после отступления ледников.

При площади оледенения в 18 горных регионах континентальной части России 3480 км² большинство ледников ускоренно отступают, потеряв за XX и начало XXI вв. десятки процентов площади [123]. В частности, с 1960 по 2014 гг. на Кавказе освободилось ото льда 480 км² [230], ледники Эльбруса за период 1997–2017 гг. потеряли 11% площади (14 км²) [129], на Алтае с 1950-х гг. до 2008 г. ледники сократились на 27% [21]. Ледники Российской Арктики занимают в общей сложности 51592 км², и их ежегодная общая потеря массы в 2002–2016 гг. составляла около 11 Гт в год [245]. Такое отступление ледников уже давно привлекло почвоведов для изучения закономерностей и скоростей формирования почв на ледниковом материале различного возраста [9].

По нашей оценке, за последние два десятилетия международными коллективами опубликовано более 300 работ, посвященных супрагляциальным образованиям, включая криокониты (от греч. *kryos* — холод и *konis* — пыль) — темноцветные, тонкодисперсные и хорошо агрегированные органо-минеральные седименты на ледниках, которые были описаны А. Норденшельдом более 150 л. н. В это число входит несколько крупных обзоров [37, 64, 97, 98, 187].

Пионерные работы Глазовской [6, 7] по эоловым отложениям на ледниках Тянь-Шаня были выполнены в составе экспедиций Института географии АН СССР и Казахстанского филиала АН СССР за десятилетия до бума супрагляциальных исследований. Уже тогда была подтверждена возможность биогенного преобразования эолового наледникового мелкозема *in situ*, выявлено его обогащение органическим веществом за счет

развития цианобактерий и водорослей, а также формирование прочных крупитчатых агрегатов. М.А. Глазовская указывала на переотложение такого мелкозема в ближней перигляциальной зоне и не исключала возможности происхождения лёссовидных суглинков, а также покровных суглинков Русской равнины из эоловых наледниковых отложений.

При пока еще значительной площади оледенений в России мы плохо представляем разнообразие и площади супрагляциальных органо-минеральных седиментов. Отсутствует их систематическое изучение, а такой термин, как “криоконит” до последнего времени в русскоязычной научной литературе употреблялся редко.

В настоящее время опубликованы данные о водорослевых сообществах и криоконитах на леднике Аккем на Алтае [225], леднике 31 на Сунтар-Хаята [224, 226], появились данные по микроморфологии, геохимии и биохимическим свойствам супрагляциального мелкозема [2, 29, 31, 127, 128, 131] и устойчивым к антибиотикам бактериям на ледниках Кавказа [147], гранулометрическому составу криоконита с о. Большевик архипелага Северная Земля [28], радиоэкологическим и геохимическим свойствам криоконита с архипелага Новая Земля [153], потокам парниковых газов с участков ледников Кавказа и Алтая, покрытых криоконитом и другим супрагляциальным материалом [14].

Супрагляциальные системы антарктических и низкоширотных ледников также стали активно изучаться. Установлено, что в отличие от горных и арктических областей супрагляциальный органо-минеральный материал в Антарктиде оттаивает не каждый год, а возраст органического вещества, состав микробных сообществ, первичная продукция, дыхание, прирост биомассы в криоконите существенно отличаются [3, 44, 45, 55, 68, 84, 85, 145, 173, 191, 192, 205, 232, 243]. Супрагляциальные системы в районах российских антарктических станций пока слабо изучены.

В последние годы некоторые исследователи [3, 24, 30, 151, 175] стали рассматривать супрагляциальные органо-минеральные системы как почвоподобные стратифицированные образования, а также как источник обогащенного биогенными элементами материала, который поступает с ледника в перигляциальную зону и играет роль локального “катализатора” первичного почвообразования на освободившихся ото льда олиготрофных субстратах [13, 27, 162].

Пока нет глобальных оценок, какие площади занимают почвоподобные системы в снеге и льду, но, учитывая, что ледники покрывают около 10% поверхности суши [37], а постоянный и сезонный снег до 35% [154], эти площади очень значительные, даже сейчас — в период сокращаю-

щейся криосферы. Супрагляциальные почвоподобные тела могут быть рассмотрены с позиций теории экстремального почвообразования [11, 12], так как они формируются при низких температурах с продолжительным темным периодом зимой (большая часть льда сосредоточена в полярных областях) и контрастных им относительно теплых условиях при интенсивном солнечном излучении летом. Населяющие их сообщества проходят через суточные, сезонные и годовые циклы замерзания—оттаивания, испытывают смену аэробных и анаэробных обстановок, высокий уровень ультрафиолетового излучения, существуют в условиях нестабильного субстрата, лимитированного пула питательных элементов, периодически высокой обводненности и могут быть погребены под снежным покровом даже в период таяния.

Считается, что там, где заканчивается ледник, начинаются почвы. Новые междисциплинарные исследования супрагляциальных систем позволили почвоведом осознать, что там, где начинается ледник, почвы не заканчиваются (точнее не обязательно заканчиваются). Конечно, на поверхности ледника нет полноценного почвенного покрова, но в настоящий момент известно, что это область, где реализуются некоторые процессы, характерные для почв, и формируются объекты, которые могут быть отнесены как минимум к почвоподобным телам. Пока концепция супрагляциального почвообразования не сформулирована: не описано разнообразие органо-минеральных систем на ледниках с позиции почвоведения, нет понимания какие объекты на ледниках следует относить именно к почвам или почвоподобным телам, а какие таковыми не являются, что отличает наледниковые почвы от почв вне ледников, каковы их морфотипы, процессы формирования, абсолютный возраст и время пребывания, траектории эволюции и биосферные функции.

Цель настоящего обзора — обобщить современные представления о происхождении, разнообразии и трансформации органо-минеральных тел на поверхности ледников, выявить среди них потенциальные объекты почвоведения, а также описать связи супрагляциальных процессов и начальных этапов почвообразования в ближних приледниковых обстановках.

УСЛОВИЯ ДЛЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ЛЕДНИКЕ

Такие условия возникают с появлением твердофазных примесей на поверхности ледника и формированием здесь гетерогенных систем из льда, снега, фирна, талой воды и примесных органических, минеральных и органо-минеральных компонентов. Компоненты взаимодействуют между собой, и из-за специфики среды их существенная часть переходит в водорастворимую

форму. По выражению классика изучения супрагляциальных образований, Н. Такеучи, у ледников существует “светлая” (лед—снег—фирн) и “темная” сторона. Сложность процессов на “темной” стороне ледников, т.е. в примесном темноцветном материале, по-видимому, сопоставима с таковой в других наземных системах, например в почвах. Поверхность ледника — это отнюдь не чистая зона, а так же, как почва — среда для развития организмов, фильтр для многочисленных привнесенных соединений и критическая зона на стыке взаимодействия гидросферы, атмосферы, литосферы и педосферы.

В гляциологии, в качестве наиболее важной функции наледниковых твердофазных примесей рассматривается их влияние на отражательную способность поверхности — альбедо. Такое воздействие отмечалось еще Норденшельдом [163, 164] и Нансеном [161]. Примеси усиливают прямое положительное приповерхностное радиационное воздействие, ускоряющее таяние [158, 159, 244], и называются “light-absorbing impurities” с разными вариантами перевода на русский как “светопоглощающие примеси” или “светопоглощающие частицы” [1]. Первый вариант представляется точнее, так как “частицы” могут включать крупные фрагменты и скопления органического и минерального материала, а также отдельные организмы. По сравнению с массой и объемом льда и снега эти компоненты являются именно примесными.

Светопоглощающие примеси по-разному меняют отражательные свойства снега или льда [73, 250]. Спектральные сигнатуры минеральной пыли [74, 75], водорослей [122, 214] и наледникового обломочного материала [59] различаются не только между собой, но и в пределах каждой группы в зависимости от минералогического и химического состава компонентов. Наиболее распространенными наледниковыми светопоглощающими примесями являются водоросли и цианобактерии, продукты их гетеротрофной трансформации [223], а также криокониты [73]. Особо эффективными в изменении альбедо являются частицы черного углерода [53, 92, 142] и, в меньшей степени, минеральная пыль [74, 166]. Последняя образуется либо из материалов плотных пород, либо из почв и привносится из местных и отдаленных ландшафтов, преимущественно из пустынь [132, 204].

В настоящем обзоре кратко рассматриваем неорганическое вещество на поверхности ледника, но основное внимание уделяем органическим и органо-минеральным компонентам, которые являются основой для биологического круговорота, биогеохимических преобразований и почвообразовательных процессов в супрагляциальной зоне.

Неорганическое вещество. Исследования Глазовской [6, 7] по плосковершинным приводораз-

дельным ледникам Тянь-Шаня, на которых отсутствует поступление гравитационных масс с прилегающих горных склонов, показали, что основным материалом, накапливающимся на леднике эоловым путем, является крупная и тонкая пыль. В составе пыли преобладают кварц, полевые шпаты, в значительном количестве присутствуют глинистые минералы — гидрослюды (сегодня бы написали иллит, вермикулит), у которых тонкие легкие, но широкие зерна, что способствует их ветровому переносу.

Современные исследования, выполненные на глобальном уровне [187], показали, что отложения минеральных частиц на льду, в целом, соответствуют составу поверхностных отложений литосферы. Соотношение местных и дальнепринесенных минеральных частиц сильно варьирует и зависит от абсолютной высоты и положения ледника (покровный, приводораздельный, горно-долинный). Как правило, чем ниже находится ледник, тем выше доля местного материала. На низкорасположенных ледниках минеральный материал может иметь песчаный состав или быть полидисперсным с преобладанием фракций мелкого песка и крупной пыли [28]. Геологические условия или географическая изоляция ледника определяют специфическую геохимию супрагляциального материала. Например, в криоконите ледника Керстен на стратовулкане Килиманджаро, высокое содержание редкоземельных элементов связано с обилием вулканического стекла [69]. Локально криоконит может быть обогащен кальцием или железом, при наличии поблизости карбонатных пород или экспонировании железорудных месторождений. На ледяной покров, окружающий безледные участки суши в Антарктике, эоловый материал поступает в основном из локальных источников [72].

Анализ глинистых минералов позволяет различать местный материал от дальнепринесенного [131, 170, 228]. Особенно это касается минералов — индикаторов. Например, палыгорскит свидетельствует о формировании в аридных условиях. И конечно, по сравнению с пионерными исследованиями М.А. Глазовской набор глинистых минералов на ледниках мира был существенно расширен — были найдены смектиты, смешанно-слоистые минералы, каолинит.

Так же, как в почве, экологически значимую часть вещества в криоконите составляют тяжелые металлы и радионуклиды [31, 41, 42, 111, 143, 144, 160]. Важным дополнительным индикатором источника минеральной пыли является ее изотопный состав, например, соотношение изотопов стронция указывает, откуда был привнесен материал на альпийские ледники [228].

Минеральные частицы, поступающие на поверхность ледника, часто предварительно преоб-

разованы процессами физического и химического выветривания, что увеличивает удельную поверхность для взаимодействия с живым веществом, и способствуют дальнейшему биохимическому выветриванию уже в супрагляциальной зоне [255].

Органическое вещество (ОВ). В ледниках содержится около 6 Пг (петаграмм — 10^{15} г) органического С, из них большая часть в водорастворимой форме и примерно четверть в твердофазных частицах [104]. 96–98% глобальных запасов С приходится на антарктический и гренландский ледяные щиты, 2–4% — на горные ледники. В глобальном масштабе резервуар органического С ледников существенен, хотя сильно уступает таким крупным резервуарам криосферы, как почвы мерзлотных областей (~1600 Пг). Тем не менее, при абляции ледник высвобождает большое количество легкодоступного водорастворимого ОВ, которое быстро поступает в окружающие почвы. Этот лабильный резервуар органического С пока слабо учитывается в углеродном балансе перигляциальных экосистем [104].

Супрагляциальное ОВ. На поверхности ледников ОВ [36, 91, 104, 141] накапливается за счет первичной продукции *in situ*, поступает из внешних источников при дальнем аэральном переносе, эрозии окружающих почв и осадочных пород, а также высвобождается из тела ледника при абляции [199, 212, 215]. По разнообразию форм и сложности химической структуры ОВ супрагляциальной зоны не уступает ОВ почвы.

В различных супрагляциальных органо-минеральных образованиях может содержаться от первых до десятков процентов органического С [187], а его распределение имеет пространственные закономерности в пределах одного ледника [137, 162] и между разными ледниками [91]. На поверхности ледников формируется динамичный пул органических соединений инситу микробного происхождения, привнесенных в составе растительного и почвенного материала, продуктов сжигания ископаемого топлива и биомассы, морских и микробных аэрозолей и многих других аллохтонных С-содержащих компонентов, включая, например, пылеватый материал пустынных областей [130], пестициды [81] и частицы микропластика [34].

Живое ОВ. Ледники — это отдельный биом в составе криосферы [37]. Организмы либо обитают в супрагляциальной зоне, либо используют ее как транзитную среду, все вместе вызывая эффект биоиндуцированного снижения альбедо [108], которым ранее пренебрегали на фоне влияния абиотических факторов. Живые компоненты супрагляциальной системы — это цианобактерии и эукариотические микроводоросли, мхи, сложные гетеротрофные микробные сообщества, беспозвоночные, птицы и даже крупные млекопитающие.

Прокариотические и эукариотические фотоавтотрофы составляют основу супрагляциальной экосистемы. Среди них преобладают цианобактерии, зеленые и диатомовые водоросли [119, 211]. Зеленые водоросли в снеге являются значимым плотителем С. Например, в Антарктике накапливаются в количествах от 5 до 5800 г сухой массы/м² [90], где верхний предел значений сопоставим с запасами органического С в почве. В обобщении [187] приведены наиболее часто встречающиеся таксоны фотоавтотрофов: среди цианобактерий распространены семейства *Pseudanabaenaceae* (*Leptolyngbya*, *Pseudanabaena*) и *Phormidiaceae* (*Phormidium*, *Phormidesmis*, *Wilmottia*, *Microcoleus*), среди зеленых водорослей — семейства *Mesotaeniaceae* (*Cylindrocystis*, *Ancylonema*) и *Ulotrichaceae* (*Klebsormidium*), а среди диатомовых водорослей — семейство *Naviculaceae* (*Pinnularia*, *Navicula*). Род зеленых водорослей *Chlamydomonas* семейства *Chlamydomonadales* является основной, но не единственной причиной такого распространенного явления как розовый, красный или “арбузный” снег. Например, род *Sanguina* этого же семейства также вызывает эффект красного и оранжевого снега [179].

Как и в любой наземной экосистеме автотрофные организмы существуют на ледниках в ассоциации с *гетеротрофными сообществами* бактерий, архей и грибов, а также протистами и вирусами [36–38, 119, 146]. Фотическая зона ледников содержит 10^{21} – 10^{26} клеток бактерий и архей [114, 115], а грибная биомасса достигает 10^4 – 10^5 КОЕ на 100 мл [70, 71, 108]. Среди гетеротрофов криоконитов преобладают бактерии [58, 76, 172]. Микобиоте криоконитов пока уделено мало внимания [77, 119, 149, 200], хотя известно, что обычно в криоконитах преобладают дрожжи, а не мицелиальные грибы [169, 200]. Среди микобиоты доминируют *Cryptococcus gilvessens*, *Mrakia* spp., *Rhodotorula* spp., *Phialophora alba* и *Articulospora tetracladia*. Большая часть их штаммов психрофильна и продуцирует гидралазы, активные при околонулевых температурах [200]. Этот факт доказывает, что микобиота может активно участвовать в разложении и трансформации ОВ криоконита.

Различные пигменты, например, каротиноид атаксантин [182] и фенол пурпурогаллин у водорослей [183], меланины у грибов [169], дополнительно поглощают энергию, регулируя температуру окружающей среды, высвобождая талую воду и растворенные в ней питательные элементы.

В последнее время появились данные [147, 148], что ледники являются средой обитания современных и хранилищем древних антибиотикорезистентных бактерий. По-видимому, супрагляциальная зона, так же как почва и водная среда [18], выступает в качестве резервуара генов устой-

чивости к антибиотикам, которые могут быть переданы клинически значимым бактериям путем горизонтального переноса — основной причины возникновения множественной лекарственной устойчивости.

Вирусы (отнесение их к живому ОВ здесь условно) на ледниках регулируют численность бактерий, оказывают косвенное влияние на микробную биомассу и количество ОВ в целом [38, 49, 206].

Растения и растительный материал. Наиболее известными обитателями ледников являются мхи родов *Bryum*, *Ceratodon*, *Drepanocladus*, *Racomitrium*, *Schistidium*, *Hygrohypnella*, которые существуют в виде так называемых “ледниковых мышек” — подвижных шарообразных колоний и подушек мха [4, 48, 66, 96, 107, 177]. Такие подушки мха описаны на ледниках в Южной Америке, Исландии, Шпицбергене и особенно широко на Аляске, где на леднике могут одновременно находиться сотни куртинок мха [107]. В Центральной Африке на языках отступающих высокогорных ледников распространены агрегаты протонемы (предростков) и геммы (выводковых телец), т.е. начальных фаз развития моховидных, например таксона *Ceratodon purpureus* [234].

В зависимости от расположения ледника в его супрагляциальную зону попадает разнообразный свежий растительный материал (рис. 1), богатый углеродом и азотом в виде листьев, хвои, травы, а также многочисленные пыльцевые зерна [54], которые могут переноситься по воздуху на большие расстояния.

Ввиду обилия водной фазы криокониты содержат много *простейших*, в первую очередь, инфузорий [152].

В супрагляциальной зоне обитают многочисленные *беспозвоночные* от коловраток до “ледяных” (“ледниковых”) червей [109, 198, 257], происходят регулярные атмосферные выпадения членистоногих [95]. Гетеротрофный блок криоконитов представлен такими беспозвоночными, как тихоходки (*Tardigrada*), коловратки (*Rotifera*), коллемболы (*Collembola*) и пресноводные рачки (*Branchiopoda* и *Maxillopoda*) [254]. “Ледяные” черви (*Mesenchytraeus solifugus*) оказывают влияние на биомассу водорослей: питаются ей [156] и привносят биогенные элементы, которые, наоборот, стимулируют увеличение водорослевой биомассы [110].

Биомасса *членистоногих*, особенно насекомых, богата углеродом (до 60%) и азотом (до 12%), представлена лабильными органическими соединениями, имеет низкое соотношение С : N, а в пик выпадений летом ее вклад в пул доступного С и N на леднике сопоставим со вкладом водорослей [108].

Многие *крупные животные* от копытных до кошачьих, а также птицы временно используют лед-

ники и снежники в качестве укрытия, для поиска пищи, гнездования и в качестве транзитной зоны [108]. Основное ОВ, которое привносят позвоночные — это экскременты, шерсть, перья, а также пища, в том числе трупы других животных. Также, как в почвах, на льду и снеге вблизи колоний птиц и тюленей увеличивается биопродуктивность, наблюдается обильное цветение водорослей, особенно ярко это явление выражено в Антарктике [90, 184]. Орнитогенный фактор влияет на формирование почвоподобных тел, образованных в местах скопления криоконитов [3].

Человек оказывает локальное прямое воздействие на супрагляциальную зону при туристической нагрузке [86] и научных изысканиях, а также масштабное опосредованное влияние через атмосферные выпадения поллютантов.

Мертвое ОВ ледников очень разнообразно. Наряду с ОВ микробного происхождения на ледниках присутствуют фрагменты соединений, маркирующих поступление растительного и почвенного материала; значительная часть ОВ биодоступна [199]. Состав ОВ во многом зависит от расположения, размера ледника и перигляциальной геохимии. ОВ криоконитов антарктических ледников преимущественно автохтонное, тогда как состав ОВ криоконитов в Арктике указывает на разные комбинации источников [168]. Близость лесных экосистем увеличивает количество лигнино- и таниносодержащих фрагментов, а расположение ледников на пути аэрального переноса из районов с интенсивной антропогенной нагрузкой повышает количество высококонденсированных ароматических соединений [90].

В супрагляциальной зоне ожидаемо содержится много водорастворимого органического вещества (**ВОВ**) [199]. Его концентрация во льду и снеге покровных ледников ниже, чем на поверхности горных ледников, так как последние ближе к наземным источникам С и лучше прогреваются, обеспечивая высокую доступность талой воды и повышая эффективность первичной продукции [185].

Аллохтонное ВОВ в основном состоит из химически устойчивых фрагментов гумино-, лигнино- и таниноподобных соединений и высококонденсированного ароматического С [67, 80, 215]. Автохтонное ВОВ имеет преимущественно липидный и белковый состав за счет развития водорослей и фотосинтезирующих микроорганизмов [36, 157]. Гетеротрофные бактериальные сообщества участвуют как в минерализации, так и в преобразовании лабильных форм ОВ с остаточным накоплением более устойчивых продуктов, например алициклических соединений с карбоксильными группами [36, 98, 157].

По данным ^1H ЯМР-спектроскопии, в щелочных экстрактах из криоконита ледников Антарк-

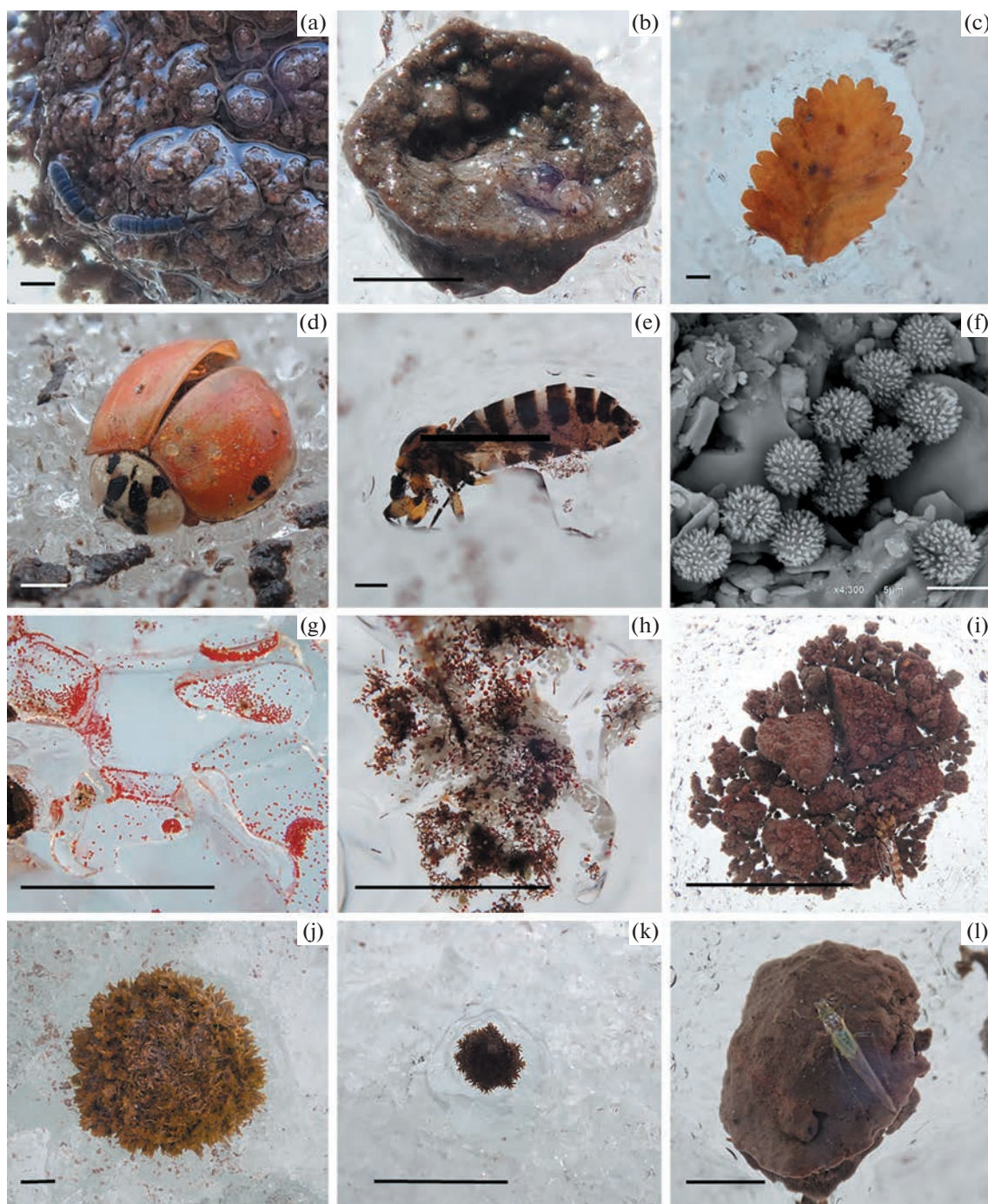


Рис. 1. Свежее ОВ супрагляциальной зоны: а — “выпас” коллембол на грануле криоконита (Гарабаши, Кавказ); б — труп насекомого внутри гранулы криоконита, фото среза гранулы (Левый Актру, Алтай); с — лист нотофагуса, втаивший в лед (Перито-Морено, Аргентина); д — труп божьей коровки (Мижирги, Кавказ); е — труп насекомого втаил в лед, сверху покрыт биопленкой водорослей *Chlamydomonas nivalis* и *Ancylonema nordenskiöldii* (Левый Актру, Алтай); ф — пыльцевые зерна в криоконите, фото со сканирующего электронного микроскопа, режим вторичных электронов (Левый Актру, Алтай); г — биопленка водорослей *Chlamydomonas nivalis* в фирне (Мижирги, Кавказ); h — многокомпонентная органо-минеральная пленка в мениске стакана протаивания, состоит из водорослей *Chlamydomonas nivalis* и *Ancylonema nordenskiöldii*, а также тонкой фракции мелкозема (Левый Актру, Алтай); i — органо-минеральный седимент на дне стакана протаивания (криоконит), покрытый биопленкой водорослей *Chlamydomonas nivalis* и труп насекомого (Левый Актру, Алтай); j — подушка мха на ледяном пьедестале, мох как термоизолятор (Бертель, Шпицберген); k — росток мха в стакане протаивания, мох как ускоритель таяния (Бертель, Шпицберген); l — насекомое на грануле криоконита в стакане протаивания (Левый Актру, Алтай). Масштабная линейка на а–е, g, h, l — 1 мм, на i–k — 10 мм, на f — 5 мкм.

тиды преобладают сигналы от белков и пептидов микробного происхождения, содержатся фосфолипидные жирные кислоты и отсутствуют биомаркеры растений за исключением мхов [168]. В изолированных районах Восточной Антарктиды [40] только во фракции ВОВ, выделенной из снега, идентифицировано более 2300 химических соединений. В них доминировали алифатические фрагменты, но в структуре десятков соединений присутствовали также конденсированные ароматические соединения. ВОВ состояло из лигниноподобных соединений, белков, жиров, ненасыщенных углеводов, углеводов и дубильных компонентов. Часть лигниноподобных соединений, по-видимому, была связана с ОВ наземного происхождения, а часть — с алициклическими соединениями, богатыми карбоксильными группами. Около 90% идентифицированных соединений (как с ароматическими, так и алифатическими фрагментами) обладало высокой биодоступностью для гетеротрофов и трансформировались микробными сообществами в краткосрочных лабораторных экспериментах посредством параллельных процессов деградации и синтеза [40]. Значительные количества легкодоступного ВОВ с высокой долей алифатических и пептидных фрагментов (например, высвобождаемые ледниками Шпицбергена и Гренландии) при поступлении в перигляциальные ландшафты могут ускорять гетеротрофную деградацию ОВ [120], т.е. приводить к прайминг-эффекту [133].

На ледниках, находящихся в окружении экосистем с доминированием сосудистых растений и развитым почвенным покровом, в составе ОВ все равно могут преобладать соединения микробного происхождения в сочетании с материалом лишайников и мхов, а не сосудистых растений. Низкие уровни молекулярных биомаркеров сосудистых растений на ледниках Аляски, указывают на то, что вклад таких источников ОВ, как леса или торфяники незначителен [215]. По данным ^1H и ^{13}C ЯМР-спектроскопии [247], ОВ криоконита с ледника Атабаска (Канадские Скалистые горы) содержало большое количество жирных кислот, *n*-алканолов, *n*-алканов, восковых эфиров и стероидов, отсутствовал лигнин, а соотношение алкильных/О-алкильных фрагментов в твердофазных ^{13}C -ЯМР спектрах отличалось от состава ОВ окружающих почв. Анализ фосфолипидных жирных кислот подтвердил значительный вклад микроорганизмов в ОВ криоконита этого ледника, в первую очередь бактерий, а также микроскопических эукариот [209]. Однако в современном и древнем льду из керна с купола Ветреный на острове Грэм-Белл архипелага Земля Франца-Иосифа [89], несмотря на отдаленное морское положение, были идентифицированы тысячи соединений, включая гуминовые (точнее гуминоподобные) вещества (по данным масс-спектро-

метрии ионного циклотронного резонанса с Фурье-преобразованием — FT/ICR MS). Гуминовые вещества составляли значительную часть выделенного органического материала и указывали на его поступление из наземных экосистем.

Пирогенное ОВ. Весь спектр продуктов неполного сгорания современной биомассы и ископаемого ОВ присутствует на ледниках и схож с тем пирогенным ОВ, что выделяют в почве, включая сажу, уголь, элементный, черный и бурый С, литогенный кероген и микрокристаллический графит. Пирогенное ОВ в ледниковых кернах (черный С, левоглюкозан и др.) является важным носителем информации о хронологии пожаров и сжигании ископаемого топлива [138, 188, 258]. Классификация континуума продуктов горения крайне несовершенна, категории пирогенного ОВ пересекаются, однако во всех из них доминируют полициклические ароматические углеводороды, которые могут быть отдельно выделены с ледников [30, 140]. Среди пирогенного ОВ особенно реактивными считаются частицы черного С [1, 173, 174], даже их небольшие количества (~10–100 ppb) существенно меняют радиационный баланс поверхности ледников, поглощая солнечное излучение в широком диапазоне длин волн и снижая альбедо на 1–5% [92]. Бурый С (продукт *низкотемпературного* горения древесной или травянистой биомассы, бытовых отходов или ископаемого топлива, аэрозоль из дисперсного ОВ, микроорганизмов) способен поглощать свет преимущественно в диапазоне коротких волн. В буром С выделяются две крупные группы: гумусоподобных веществ (humic-like substances — HULIS), которые сходны с ОВ почв и водных сред и повсеместно присутствуют в атмосфере [87], и смолистых соединений (tar material) [60, 246]. Последние образуются при сжигании биомассы в условиях медленного горения [60] и имеют форму сферических наночастиц (30–500 нм), которые морфологически отличаются от сажи. Считается, что бурый С более химически лабилен, чем черный С. Он переносится на большие расстояния, оседает на поверхности снега и льда, где вовлекается микроорганизмами в свой жизненный цикл и затем повторно попадает в атмосферу в виде CO_2 [246, 248].

Можно говорить о комплексном и разнонаправленном влиянии С-содержащих компонентов супрагляциальной зоны на радиационный баланс ледников. С одной стороны, накопление черного С в более светлом криоконите, в котором доминирует бурый С, может усиливать абляционный эффект, с другой стороны — инкапсуляция частиц черного С внутри гранул криоконита может приводить к уменьшению светопоглощения. Эта сложная взаимосвязь пока количественно не оценена [64].

Другие виды антропогенного ОВ. Совсем недавно стали появляться данные о присутствии частиц микропластика на ледниках Исландии, Альп, Тибетского нагорья, Анд и других регионов [34, 208, 260, 261] в количествах сопоставимых с загрязнением микропластиком морского льда, прибрежных отложений и некоторых почв. Окрашенные частицы микропластика среди других органических седиментов на леднике также снижают альбедо, и могут влиять на содержание и скорости трансформации ОВ, а их поверхности, будучи химически и механически протравленными в ходе транспорта и седиментации, сорбируют другие органические загрязнители и служат новыми нишами для микроорганизмов [261]. *Пестициды* — это еще одни компоненты ОВ, которые накапливаются на льду [81]. Эксперименты *in situ* показали, что помимо фото- и химической деградации, некоторые из них, например фосфорорганический инсектицид хлорпирифос, могут подвергаться биоразложению на горных ледниках [81].

Радиоуглеродный возраст ОВ. Так же, как в почве, ОВ на поверхности ледника состоит из нескольких пулов различного радиоуглеродного возраста. Несмотря на наличие в супрагляциальной зоне большого числа первичных продуцентов, радиоуглеродный возраст, определенный по общему органическому С, часто оказывается древним. Например, возраст криоконита на ледниках Шпицбергена варьировал в пределах 8200–3700 радиоуглеродных лет (ВР) [13], в центральной части Норвегии превышал 5000 ВР [94], на Аляске менялся в пределах 15000–1000 ВР [150], а в Антарктиде на Земле Королевы Мод — 11000–4600 ВР [145]. Это также верно для фракции ВОВ, например, в криоконите и поверхностном льду ледников Аляски и Вайоминга [215] с возрастом 7800–2640 ВР. Отстающие ледники Европейских Альп выделяют биогеохимически разнообразное ВОВ, часть которого состоит из древнего С возрастом 8500–600 ВР [199].

Источниками предварительно состарившегося С на поверхности ледников могут быть аэрозоли, образующиеся при сжигании топлива [215], жидкие осадки с ^{14}C возрастом растворенного С до 8500 лет [181], аэраль-привнесенный почвенный материал голоценового возраста, а также С почв и осадков, сформировавшихся до последней трансгрессии ледников и захороненный в теле ледников [112, 118]. Примесь 1% “мертвого” по ^{14}C активности геологического С (керогена, графита, каменного угля, продуктов сжигания ископаемого топлива и др.) дает ошибку около 80 радиоуглеродных лет. Даже существенная примесь “мертвого” С на уровне 50% приводит к удревнению, равному одному периоду полураспада ^{14}C (~5700 лет), и не может полностью объяснить

раннеголоценовый возраст супрагляциального материала [13].

Смесь древнего (^{14}C -активного и “мертвого”) и современного С дает целый спектр разных радиоуглеродных возрастов, в зависимости от относительной доли этих компонентов. Поэтому “кажущийся” радиоуглеродный возраст в несколько тысяч лет по общему органическому С говорит лишь о том, что материал действительно содержит некоторое количество древнего углерода [94]. Для аппроксимации “истинного” возраста, необходимо построение модели, учитывающей вклад разновозрастных пулов ОВ. Например, если предположить, что супрагляциальное ВОВ происходит исключительно из пулов “мертвого” и современного С, то образец возрастом 2640 ВР будет содержать 72% современного и 28% ископаемого С, а образец возрастом 7800 ВР — 38 и 62% С соответственно [215].

Кроме того, ^{14}C возраст неодинаков в разных фракциях супрагляциального материала. Разделение ОВ криоконита по денситометрическим фракциям [13] позволило уточнить, что свежее ОВ (<100 лет) ледника Альдегонда на о. З. Шпицберген содержалось в наиболее легкой фракции свободного ОВ (FPOМ), а древнее ОВ ($11\,120 \pm 40$ ВР и 8850 ± 30 ВР) — в тяжелых фракциях (HF1 и HF2), связанных с органо-минеральными комплексами и адсорбцией на минеральной матрице.

Древний С не обязательно означает инертный. Гетеротрофы, как микроорганизмы, так и беспозвоночные, быстро поселяются на только что освободившихся от ледника поверхностях, и активно потребляют древний ледниковый С, опережая “классическую” стадию поселения первичных продуцентов, и тем самым переворачивая с ног на голову само понятие “первичной сукцессии” [47, 93]. Более того, биодоступность древнего ледникового С может положительно коррелировать с увеличением его радиоуглеродного возраста [105]. Таким образом, древний С, вытаявший с поверхности или тела ледника при его отступании, имеет большой потенциал для включения в современный круговорот и пищевые цепи. Это обуславливает своеобразный ледниковый резервуарный эффект [80], когда радиоуглеродный возраст современных беспозвоночных, живущих в предполье ледника и питающихся древним С, который прошел через несколько звеньев пищевой цепи, превышает 1000 лет [93].

Наиболее интересными представляются варианты, когда сочетаются высокая степень биогенности наледникового материала, обильная микробная биомасса и древний возраст ОВ. Например, в криоконите ледника Альдегонда на о. З. Шпицберген содержалось 4.6% органического С ($\delta^{13}\text{C} = -25.83\text{‰}$) и 0.2% N, при этом его возраст составлял 7540 ± 25 ВР [13]. В данном слу-

чае структура микробного сообщества могла быть смещена в сторону гетеротрофного блока, который потребляет и рециркулирует древний С наряду с современным, синтезированным микробными фотоавтотрофами.

С другой стороны, при ^{14}C датировании фракции фосфолипидных жирных кислот (PLFA) микробного происхождения было показано, что микроорганизмы криоконита могут потреблять С, который недавно находился в равновесии с атмосферой и был ассимилирован первичными продуцентами, и при этом практически не использовать древний С [150]. На ледниках юга Аляски выявлено по крайней мере два слабо пересекающихся пула С, которые различаются по составу стабильных изотопов: (1) малый пул С супрагляциального микробного сообщества и (2) большой пул преимущественно неактивного С геологического происхождения [150].

Таким образом, при разнообразных источниках и составе ОВ интерпретация измеренной ^{14}C активности супрагляциального материала не менее сложна, чем для ОВ почв. Кроме того, в супрагляциальных системах, как и в других неравновесных системах, пулы органического С имеют разные скорости обновления.

РАЗНООБРАЗИЕ И ГЕНЕЗИС СУПРАГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОЗИЦИИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Органические компоненты на ледниках редко существуют изолированно и тесно взаимодействуют с минеральным веществом, что приводит к формированию супрагляциальных органо-минеральных систем. Рассмотрим основные их типы в различных обстановках на ледниках и мелкоземисто-обломочных субстратах с подстиланием льдом.

Критическая зона ледника. Поверхность ледника в зоне абляции никогда не бывает чистой (рис. 2а, 2б). *Фотический слой* на ледниках в большинстве случаев имеет мощность в пределах 2 м, хотя коротковолновая часть солнечного спектра может проникать и до 10 м. В отличие от глубокого льда с ограниченной миграцией компонентов, включая клетки микроорганизмов [178], супрагляциальный фотический слой в условиях абляции обладает динамичным поровым пространством и проницаем для живого и мертвого ОВ, а также минеральных частиц, которые мигрируют с талыми водами, как вертикально, так и латерально [65, 115]. При этом в нескольких верхних метрах на поверхности ледника возникает вертикальная неоднородность (рис. 2е, 2ф). Появляются горизонты, отличающиеся по кристаллической структуре, форме и объему пор, насыщенности талыми водами [115], а также

концентрации органо-минеральных компонентов, которые могут иметь высокую скорость обновления на поверхности (быстрый пул) или оставаться в приповерхностном слое в течение $n \times 10$ лет (медленный пул). По аналогии с плотными породами такую зону зарубежные коллеги назвали *корой выветривания* — *weathering crust* [115, 155]. В теплые периоды особенно с безоблачными днями общая пористость приповерхностного льда прогрессивно увеличивается, а кора выветривания расширяется по вертикали на большую глубину. По-русски применительно именно к ледникам термин “кора выветривания” вероятно звучит слишком радикально, что не отменяет сути феномена супрагляциальной органо-минеральной системы с трансформированными и генетически взаимосвязанными горизонтами. На наш взгляд, такой слой может также рассматриваться в качестве супрагляциальной составляющей *критической зоны*, которая пока отсутствует в концепции критической зоны в том числе для холодных регионов (“critical zone” — [171]). Верхняя часть такой критической зоны представлена *корой таяния*. Это общепринятый в гляциологии термин для обозначения верхнего сильноразрушенного и высокопористого слоя льда толщиной в пределах первых десятков сантиметров, возникающего в области абляции ледника под действием солнечной радиации [17].

Развитие дренажа между кристаллами льда, а также между стаканами протаивания (рис. 2с) и порами-трубками (рис. 2д) обеспечивает механизм, с помощью которого насыщенная растворенными веществами вода распределяется по поверхности и внутри ледника, и ее поток превращается в развитую гидрологическую сеть, в том числе в глубокую — внутреннюю дренажную систему ледника [17]. Установлено, что микробные клетки, органические и неорганические вещества проникают в кору таяния и глубже в кору выветривания/критическую зону ледника и переносятся по ним талой водой [116]. В зависимости от размера пор возникает селективность по переносу и высаждению твердых частиц разных размерных фракций и связанных с ними микроорганизмов [65]. Миграция микроорганизмов через кору выветривания ледника меняет условия их освещения и доступа к питательным веществам, тем самым влияя на структуру и функции экосистемы [65]. Суточные и сезонные изменения проницаемости коры выветривания контролируют накопление и перемещение клеток и питательных веществ. Структура и функции микробного сообщества могут зависеть от глубины: горизонт вблизи поверхности льда связан с высокой интенсивностью фотосинтеза и необходимостью фотопротекторной пигментации, а более глубокий горизонт содержит организмы с лучшей адаптацией к слабой освещенности и способно-

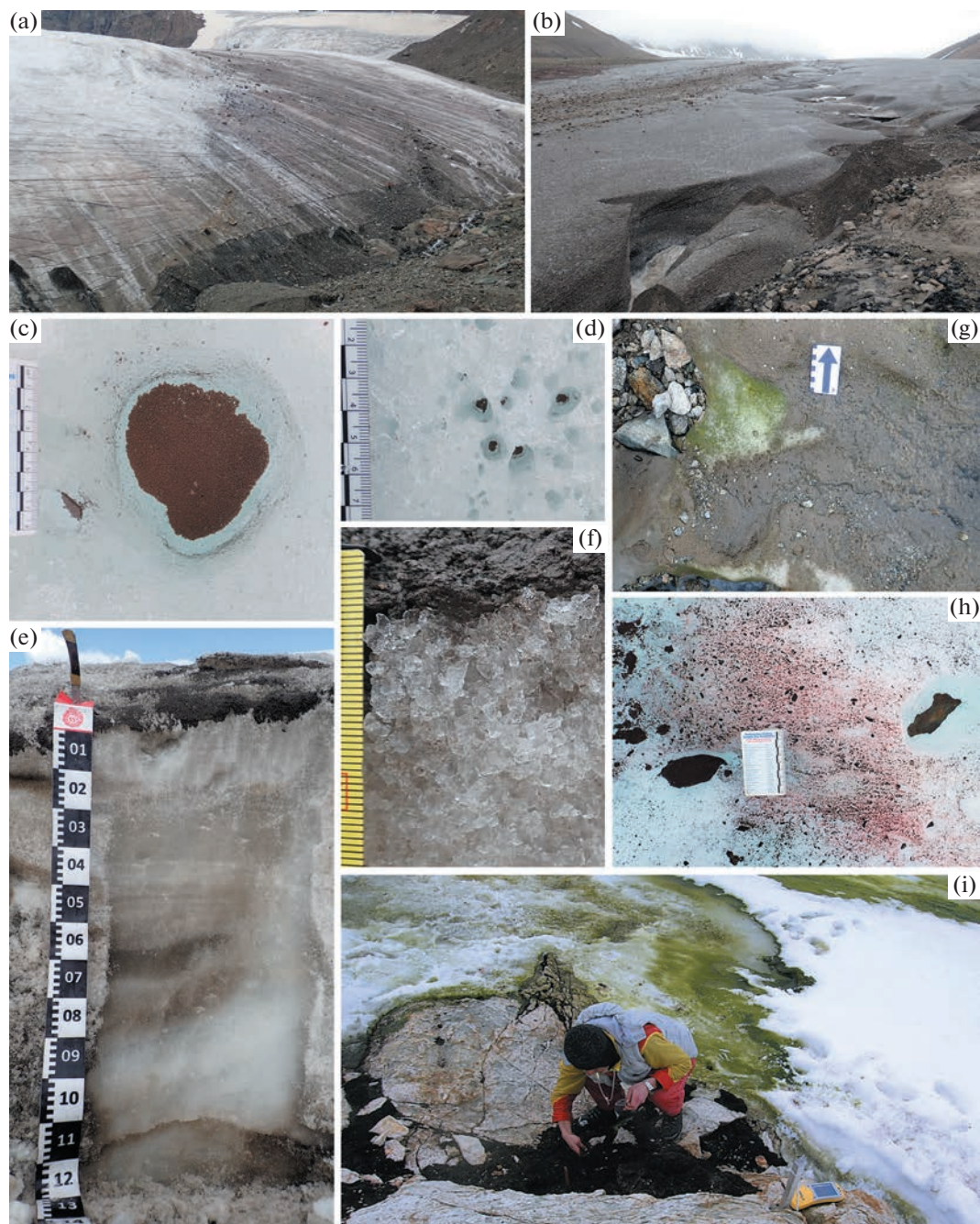


Рис. 2. Критическая зона ледника и ледовые почвы: а — грязная супрагляциальная зона на языке ледника Левый Актру, Алтай; б — аналогичная зона на языке ледника Бертель, Шпицберген; с — крупный стакан протаивания с криоконитом и d — поры-трубки и мелкие стаканы в коре таяния с начальными стадиями формирования гранул криоконита на леднике Бертель, Шпицберген; е — профиль критической зоны (коры выветривания) на леднике Гарабаши, Кавказ; f — проникновение криоконита между кристаллами льда в верхней части критической зоны (Гарабаши, Кавказ); g — зеленый снег с цианобактериями и эукариотическими микроводорослями под криоконитом на леднике Мижирги, Кавказ; h — розовый лед с водорослями *Chlamydomonas nivalis* на леднике Левый Актру, Алтай; i — ледовая почва на горизонтальном участке ледника на о. Галиндез, Антарктика [24].

стью к чистой гетеротрофии [65]. Исследования инфузорий в стаканах протаивания с криоконитом выявили четкую стратификацию видов в зависимости от глубины погружения в талую воду. Таким образом, неоднородность биотических и

абиотических условий влияет на микробные сообщества в микромасштабе [114].

В 2012 г. Таширев с соавт. [24] впервые описали процесс почвообразования непосредственно на леднике. Органо-минеральные тела (рис. 2i) в

супрагляциальной зоне о. Галиндез (З. Антарктика) были вертикально стратифицированы на поверхностный органогенный горизонт с альго-бактериальными сообществами и нижележащий горизонт с гумифицированным ОВ, имеющим водопрочную структуру. Неполная деструкция биомассы, по-видимому, определялась дефицитом источников азота, фосфора и серы, необходимым микроорганизмам для разложения ОВ альго-бактериальных матов до конечных продуктов. Образования отличались от криоконита (рис. 2с, 2d), а также от таких широко распространенных, но эфемерных явлений, как зеленый или розовый снег (рис. 2g, 2h), связанных с развитием водорослевых сообществ, и были определены как “ледовые почвы”. *Ледовая почва* по Таширеву [24] представляла собой плотное органогенное образование на горизонтальных участках льда, имеющая в своем составе горизонт из гумифицированной гетеротрофными микроорганизмами некромассы альго-бактериальных криоценозов. Помимо присутствия биоты и возникновения эфемерных горизонтов функционирования, различающихся по температурному, влажностному режиму и составу ОВ (характерно для зеленого/розового льда и снега), важным свойством ледовой почвы являлось накопление *in situ* остаточных твердофазных продуктов функционирования (по Таргульяну [23]), причем в значительных количествах, которые могли быть диагностированы макроморфологически по темному “гумусовому” горизонту (рис. 2i).

Микропрофили под растительными сообществами.

На поверхности ледников возможно образование почв с микропрофилем под моховыми сообществами. Это связано с явлением так называемых “ледниковых мышек” [4], а именно метастабильных шарообразных колоний мхов (рис. 3а–3с), то закрепляющихся на поверхности ледника, то передвигающихся по ней наподобие растений перекати-поле аридных регионов [107].

На рис. 3d–3i приведен микропрофиль слабо-развитой почвы под шарообразной колонией мха, прикрепленной к органо-минеральному материалу криоконита в небольшой лунке непосредственно на поверхности ледника Бертель (о. Западный Шпицберген). Микропрофиль достигал 4–6 см и состоял из 4 микрогоризонтов, включая аналоги таких классических почвенных горизонтов, как подстильно-торфяной (О), грубогумусовый (АО), гумусово-слаборазвитый (W) и минеральный (BC). Между ризоидами мха повсеместно присутствовал гранулированный органо-минеральный материал криоконита. По-видимому, моховые сообщества используют биогенные элементы (С, N, P), которыми обогащен криоконит. В горизонте О содержалось 38.4–41.0% $C_{орг}$, 1.2–1.9% $N_{общ}$, соотношение С : N варьировало в диа-

пазоне 21–32; в горизонте АО – 3.2–7.4% С, 0.3–0.5% N, С : N 11–15; в горизонте W – 1.1–3.3% С, 0.2–0.3% N, С : N 10–11; в горизонте BC – 0.2–1.1% С, 0.02–0.1% N, С : N 9–10. В горизонте BC, который моховые сообщества используют как основной субстрат для прикрепления и получения питательных элементов, преобладали кварц, полевые шпаты, кальцит, арагонит и частицы ископаемого угля (неопубликованные авторские данные по рамановской спектроскопии), что отражает состав окружающих ледник пород и указывает на преобладание локального материала. Морфология, стратиграфия и органо-аккумулятивный тип распределения ОВ указывают на формирование или сохранение подо мхом на поверхности ледника почвенного микропрофиля.

Хотя явление “ледниковых мышек” многократно описано ботаниками и гляциологами [4, 48, 96, 107], признаки первичного почвообразования и почвенные микропрофили в данных объектах мы отмечаем впервые. Считается, что это эфемерные образования, а в их перемещении по леднику существенную роль играют ротационные механизмы (перекатывание и переворачивание подушек мха), а также скольжение. Однако обнаруженные почвенные микропрофили явно указывают на продолжительные периоды стабильности в существовании данных объектов. Такие профили не могли сформироваться в течение одного сезона, длительность почвенных процессов дифференциации должна была достигать хотя бы нескольких лет. Выделим две гипотезы образования почвенных микропрофилей: (1) перигляциальное происхождение – подушка мха с прикрепленным дифференцированным на горизонты субстратом была занесена из окружающих ледник ландшафтов и (2) супрагляциальное происхождение – микропрофиль сформировался непосредственно на леднике при закреплении мха на минеральном субстрате, например, на обломочном материале абляционной морены; споры или протонема мха были занесены ветром или птицами. Участие гранул криоконита во всех горизонтах профиля “ледниковой мышки” и тесная интеграция гранул с ризоидами мха и минеральной массой дополнительно указывают на длительное совместное образование именно в супрагляциальной обстановке.

Ботанические исследования [48] показали, что моховые подушки появляются на ледниках Шпицбергена не только в результате привноса из окружающих ландшафтов, но и в ходе развития растения из протонемы *in situ*, в частности, ветвления мхов на скоплениях богатого биогенными элементами криоконита. Каждая подушка мха представляет собой небольшую экосистему на льду, проходящую несколько сукцессионных стадий и являющуюся местообитанием для других организмов [48]. На ледниках Аляски после до-

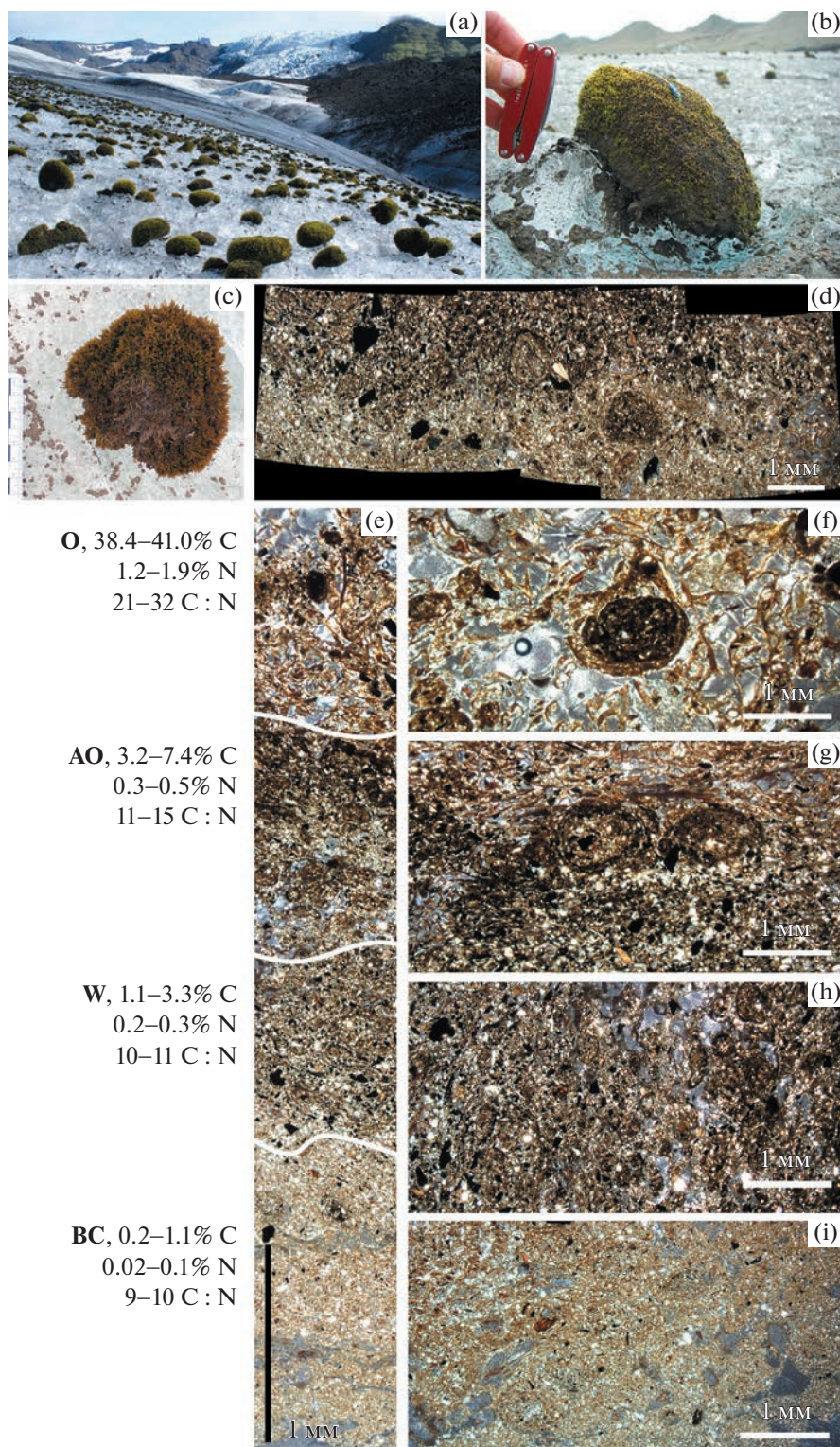


Рис. 3. Моховые сообщества на ледниках: а – ледник Виркишекюдль, Исландия (фото Darrel Swift); б – ледник Рут, Аляска, США (фото Tim Bartholomaeus); с–і – почвенный микропрофиль под моховым сообществом на леднике Бертель, о. Западный Шпицберген (далее все фото Н. Мергелова): с – подушка мха на льду – “ледниковая мышка” (вид сверху); d – вертикальный панорамный срез через горизонты АО и W; е – полный микропрофиль; f, g, h, i – вертикальные срезы по каждому горизонту в отдельности. Все микроморфологические изображения – проходящий свет, П николи.

стижения зрелого размера подушки мха сохранялись в течение как минимум 6 лет [107], что при ассоциации с мелкоземом достаточно для запуска почвенных процессов и образования микропрофиля. Верхний временной предел существования одной подушки мха на леднике пока неизвестен.

Криоконит. Важнейший продукт органо-минеральных взаимодействий на леднике — это криоконит. Он представляет собой тонкодисперсный, часто структурированный и темноцветный органо-минеральный материал на поверхности ледников и многолетних снежников. Криоконит — это сложноорганизованная система из минерального мелкозема и ОВ ближних и дальних источников, микроорганизмов и мезофауны, продуктов их трансформации и в настоящее время — многочисленных антропогенных поллютантов.

Со времени, по-видимому, первого описания криоконита в XIX в. в Гренландии [163, 164] были задокументированы его биогенная зернистость, а также влияние на таяние ледников. В русскоязычной литературе термин криоконит использовал, например, Ферсман: "...в приполярных областях выявляются скопления космической пыли (криоконита), которые в других частях земли смешиваются с земной пылью и не улавливаются. Хотя до сих пор криоконит остается загадочным и малоизученным образованием, тем не менее его значение в общей геохимической истории Земли нельзя отрицать" [25].

Глазовская по материалам микроскопических исследований криоконита, правда, не называя его так, писала, что "...каждая структурная крупинка представляет собой сплетение многоклеточных нитей сине-зеленых водорослей, удерживающих внутри клубочка частицы минеральной пыли" [7]. Сейчас общепринято мнение, что зернистая или гранулярная структура криоконитов связана с нитчатыми цианобактериями и их внеклеточными полимерами, а такой продукт гетеротрофной трансформации ОВ *in situ*, как гумифицированное ОВ, новообразованное в гранулах криоконита, поглощает больше солнечного света, чем окружающий лед и компоненты криоконита по отдельности [216, 217].

Образование гранулированного криоконита — это чрезвычайно распространенный процесс, выявленный на ледниках обоих полушарий. Ранее было доступно несколько подробных описаний его морфологии и структуры [116, 137, 216, 217, 227, 255]. В 2022 г. крупное обобщение [187] выявило различия в окраске, морфологии и геохимии криоконита с 33 ледников мира. Важно, что криоконит был представлен как бесструктурным, так и хорошо агрегированным материалом, а встречаемость гранул возрастала с увеличением содержания органического С (от 1 до 38% С для 33 ледников).

Классификация криоконита. Предлагаем разделять инситный и переотложенный криоконит (рис. 4). *Инситный* криоконит накапливается и приобретает структуру в коре таяния ледника в мелких порах-трубках и более крупных округлых формах — стаканах протаивания, а также в их скоплениях и ассоциациях [43, 61, 84, 85, 136, 216, 217]. Такие ниши обеспечивают относительно стабильные условия для образования:

I. первичных (элементарных) агрегатов, формирующихся при участии нитчатых цианобактерий (по [187] с изменениями), которые разделены на:

- агрегаты правильной округлой формы — *микрогранулы* (рис. 4а);
- агрегаты округлой формы с неровными краями (рис. 4б);
- слабоформленные рыхлые агрегаты, покрытые нитчатыми цианобактериями (рис. 4с);
- скопления агрегатов различных форм и размеров (рис. 4д);

II. сложных агрегатов округлой формы с концентрическими слоями, стратификацией между зоной первичной продукции и преобразования органического вещества ОВ; окислительно-восстановительными микропрофилями по направлению центр-периферия — *мезогранулы* (например, рис. 5б, 5д, 5н);

III. вторичных ассоциаций первичных агрегатов общим размером 1 см и более — *мегагранулы* (рис. 4е).

По особенностям внутреннего строения гранулы могут быть разделены ([221] с изменениями) на (рис. 5):

- гранулы с концентрическими слоями (*тип 1*);
- гранулы с несколькими субгранулами внутри (*тип 2*);
- гранулы без специфической внутренней структуры (*тип 3*);
- гранулы с одной или несколькими крупными минеральными частицами внутри — зародышевыми зернами (*тип 4*).

Вероятны разные сочетания таких морфотипов гранул.

В нестабильных условиях супрагляциальной зоны криоконит проходит через многократное перемещение в рамках суточных, сезонных и годовых циклов, формирующих новые аккумуляции *переотложенного* криоконита (рис. 4ф–4к) в виде:

- свежих скоплений с сохранившейся гранулярной структурой, часто в результате вытаивания с минимальным перемещением (рис. 4ф);
- полей дисперсного криоконита (рис. 4н):
 - с хорошо сохранившейся структурой (вытаивание с минимальным перемещением);
 - с нарушенной структурой;

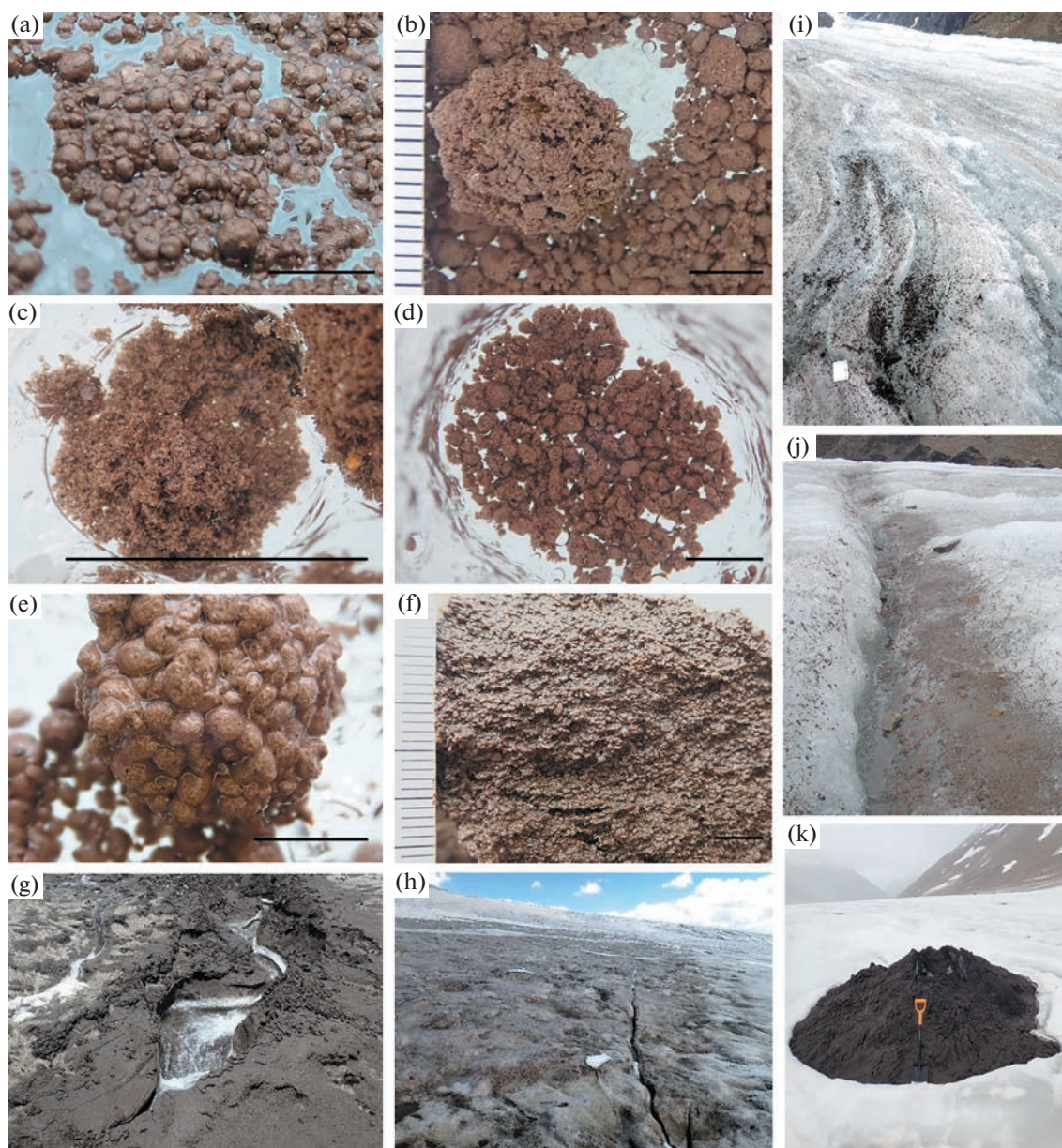


Рис. 4. Формы криоконита на ледниках: а – агрегаты правильной округлой формы; б – агрегаты округлой формы с неровными краями; с – рыхлые агрегаты, покрытые нитчатыми цианобактериями; д – скопления агрегатов различных форм и размеров; е – вторичные ассоциации первичных агрегатов размером более 1 см (мегагранулы); ф – сохранившаяся гранулярная структура в свежем скоплении переотложенного криоконита; г – скопление переотложенного криоконита; h – поля дисперсного криоконита; i, j – струйчатые формы переотложенного криоконита; k – переотложенный криоконит – коническая форма с ледяным ядром. Изображения на а–f, j, k – ледник Бертель, Шпицберген; g, h – Гарабаши, Кавказ; i – Левый Актру, Алтай. Масштабная линейка на а–f – 5 мм.

- без признаков гранулярной структуры и другой биогенной агрегации (по [187] с изменениями):

- тонкодисперсный материал с преобладанием частиц <0.5 мм;

- материал с частицами >0.5 мм.

- струйчатых аккумуляций вдоль потоков талых вод (рис. 4i, 4j);

- крупных аккумулятивных конических форм с ледяным ядром (рис. 4k), экранированным слоем

криоконита мощностью в несколько сантиметров [162]. В гляциологии схожие формы называют “муравьиными кучами”, однако это понятие шире, так как экранирующий солнечную радиацию слой часто образован не криоконитом, а мореной различного типа, а также отложениями проблемного генезиса [16, 19]. Некоторые исследователи относят такие формы к особым супрагляциальным камам [210, 211].

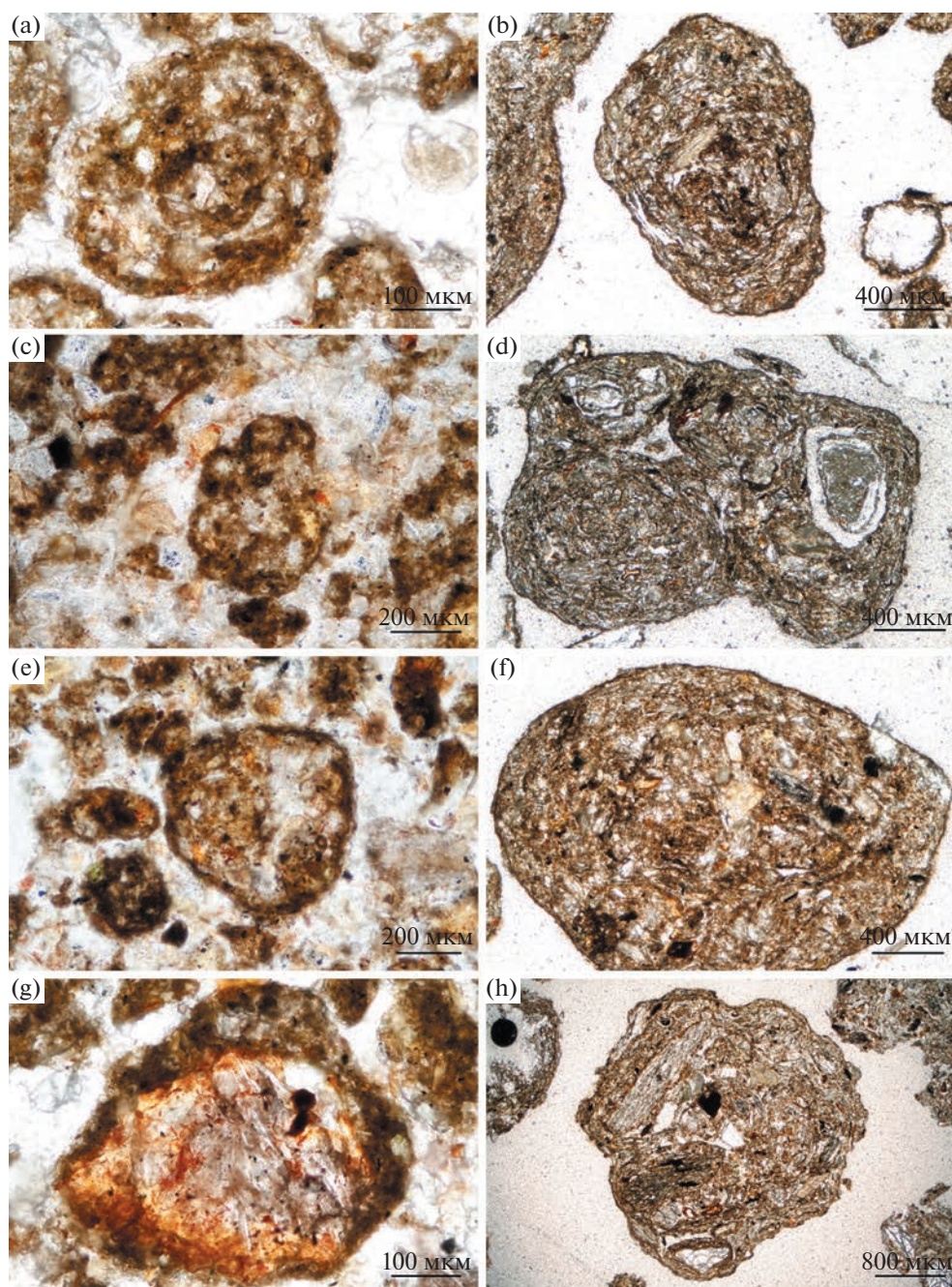


Рис. 5. Четыре типа внутреннего строения гранул криоконита: а, б — гранулы с концентрическими слоями; с, д — гранулы с несколькими субгранулами внутри; е, ф — гранулы без специфической внутренней структуры; г, h — гранулы с одним или несколькими зародышевыми зёрнами минералов. Все гранулы пропитаны бурым ОВ, содержание которого повышено в стенках гранул. Изображения получены в проходящем свете, П николи; левая колонка — гранулы с ледника Гарабаша (Кавказ), правая колонка — с ледника Левый Актру (Алтай).

Морфотип гранул криоконита зависит от характера ледника (ледник вершин, склонов, долин, покровный и др.), сезона, конкретного года, положения на леднике. Например, в верхней части зоны абляции гранулы могут отсутствовать, а ближе к языку ледника быть крупными и более темными, в пределах сезона они могут дезинтегрироваться из-за дождя, активного таяния, гра-

витационного перемещения, а также кatabатических ветров [187]. Существует зависимость размера гранул и содержания в них С и N — чем гранула крупнее, тем больше в ней ОВ [235]. Предполагается, что размер гранул криоконита, который коррелирует с содержанием ОВ и цветом, оказывает решающее влияние на скорость абляции [135, 252].

Окраска криоконита зависит от минералогического и гранулометрического составов, частиц черного С, но в большей степени от содержания и структуры инситного ОВ, степени его преобразования и взаимодействия с минеральными компонентами. Эти принципы формирования окраски, похожи на те, что реализуются в почве. Чем выше содержание ОВ в криоконите, тем вероятнее образование гранул и темнее их цвет. Влияние ОВ на окраску криоконита было показано в простом эксперименте по прокаливанию при $T = 550^{\circ}\text{C}$, после чего даже самые темные гранулы становились существенно светлее по всему объему агрегата [187]. Следовательно, именно пропитка дисперсным ОВ вносила существенный вклад в потемнение гранул. В случае антарктического криоконита в стабильных стаканах протаивания, примерно 35% поверхности гранул покрыты микробной биопленкой, из них диффузное пропитывание внеклеточными полимерами составляло ~19% [203]. Темный цвет ОВ может быть объяснен синтезом микробных пигментов, например, меланина [190], остаточным накоплением высокополимеризованных соединений, образовавшихся при бактериальном разложении ОВ [137, 216], а также сорбцией аллохтонных частиц черного С. Равномерное потемнение невозможно за счет частиц пирогенного С, который дает сильное, но точечное изменение окраски, однако легко объясняется первичной продукцией ОВ и его последующей трансформацией *in situ*, при которых задействовано водорастворимое ОВ, а также ОВ, тесно связанное с минеральной матрицей, включая глинистые минералы.

Таким образом, помимо минералогического состава, например исходного присутствия в гранулах меланократовых минералов (пироксенов, амфиболов, биотита и др.) и эолового поступления частиц черного С, синтез ОВ микроорганизмами и последующая его трансформация *in situ* служат важными дополнительными факторами биоиндуцированного снижения альбеда на ледниках [216, 217, 220, 222].

Механизмы образования гранул в криоконите до конца не раскрыты. С одной стороны, это опутывание минеральных частиц нитчатыми цианобактериями и формирование клубочков — по сути микробных матов квазисферической формы [7, 216, 217]. Отмечается роль адсорбции и адгезии с участием глинистых минералов в составе эоловой пыли, а также связывающая роль внеклеточных полимеров (полисахаридного матрикса), выделяемых цианобактериями и другими микроорганизмами [136, 137, 203]. Внеклеточные полимеры склеивают органические и неорганические компоненты в агрегаты правильной или неправильной округлой формы [136, 137, 221, 235]. Полисахаридный матрикс микробного генезиса обладает большой удельной поверхностью, на которой

происходит адсорбция частиц за счет электростатических сил. Кроме того, матрикс имеет в своем составе гидрофильные и гидрофобные биополимеры. Последние играют важную роль в устойчивости гранул. По данным рамановской спектроскопии метильные функциональные группы ($-\text{CH}_3$) приурочены именно к стенкам гранул, что свидетельствует о гидрофобных свойствах их поверхности, необходимым для стабилизации микроэкосистемы гранулы в талой воде (неопубликованные данные авторов). Микроагрегаты с высоким содержанием полисахаридов могут улавливать взвешенные твердые частицы из потоков талой воды в супрагляциальной зоне ледника.

Микробноиндуцированное формирование округлых агрегатов (гранул) происходит в широком диапазоне условий при разнообразии в составе микроорганизмов и их метаболизме. Недавно было показано [167], что гранулы криоконита и так называемые оксигенные фотогранулы, формирующиеся в системах очистки сточных вод [33], схожи и представляют собой богатые ОВ квазисферические микробные агрегаты. Как могут образовываться гранулы со значительным сходством в столь разных средах — осадках сточных вод и в талой воде на леднике? Дело в том, что в обоих случаях действует универсальный механизм: нитчатые цианобактерии, образующие маты в широком диапазоне условий, обволакивают минеральные частицы и формируют округлые агрегаты. Эта сеть нитевидных организмов и внеклеточных полимеров стабилизирует среду обитания, соединяясь с другими микроорганизмами и минеральными частицами. Среди условий образования микробноиндуцированных квазисферических агрегатов называются присутствие в микробном сообществе представителей порядка осцилляториевых (прежде всего, родов цианобактерий *Oscillatoria* и *Phormidium*), выделяющих обильные внеклеточные полимеры и способные к скользящему движению по твердой поверхности [207] по направлению к свету и от него — фототаксису. Движение цианобактерий вместе с внеклеточными полимерами усиливает связывание минеральных частиц, а также привлекает другие микроорганизмы, которые используют метаболиты цианобактерий (полимеры и кислород), способствуя дальнейшей агрегации криоконита [136, 216, 217].

Для оформления гранул могут быть важны как гидростатические условия в стаканах протаивания, способствующие росту квазисферических микробных матов, так и наличие небольшого гидродинамического сдвига (при медленном токе воды через стаканы протаивания и их слиянии), который приводит к дальнейшему оформлению гранул [167]. На наш взгляд, существует перекосяк в интерпретации генезиса гранул криоконита в

сторону их исключительной биогенности, тогда как роль формирующего механического воздействия изучена слабо. Действительно бентосные цианобактерии растут в стабильной среде, например, на пологих горных и покровных ледниках с ограниченным движением поверхностных вод, что благоприятно для образования гранул [187]. Однако эти условия не являются строго обязательными для грануляции криоконита. В условиях интенсивной абляции на ледниках Шпицбергена гранулы также образуются ([256] и собственные наблюдения авторов). Более того, криокониты горных ледников на больших высотах часто лучше гранулированы, чем криокониты более пологих и низкорасположенных ледников Арктики и Антарктики. Например, микроагрегатный состав мелкозема с ледников Тянь-Шаня [8] выявил преобладание мезогранул размером 1–3 мм. Вероятно, криокониты на ледниках с более крутой поверхностью, испытывающие гидродинамическое воздействие, могут в ряде случаев объяснить лучшую грануляцию [167].

Анализ микроскопического строения гранул криоконита полярных ледников Бертель и Альдегонда (Шпицберген) и горного ледника Гарабаши (Кавказ) выявил, что их внутренняя часть состоит преимущественно из более крупных минеральных частиц размером в десятки микрон, в то время как периферия сложена плотно упакованными более мелкими частицами размером <10 мкм (неопубликованные данные авторов). В стенке гранулы плоские минеральные частицы часто ориентированы субпараллельно внешней поверхности гранулы, тогда как внутри гранулы частицы ориентированы случайным образом. Внутри стенки минеральные частицы образуют концентрические слои и, как правило, скреплены полимерным матриксом. Наличие биополимеров и специфическая ориентация минеральных частиц в стенке гранулы указывают на совместное действие как биологических, так и механических факторов оструктурирования материала криоконита.

Предполагается, что концентрические слои отражают стадийность процесса образования гранул, своего рода “годовые кольца”, которые образуются со скоростью ~0.2 мм/год [221]. Это является перспективным, но пока неразработанным направлением для установления возраста гранул. Следует также учитывать, что приращение цианобактериальной массы и внеклеточного полимерного матрикса, на который “сажаются” минеральные частицы, может происходить несколько раз в течение сезона.

Морфология криоконита сходна с ооидами в перигляциальных почвах. Почвоведы [202, 237] указывали на роль криотурбаций и солифлюкции (гелифлюкции) в формировании округлых гранулированных структур в криосолях. В целом при

палеогеографических реконструкциях ооиды интерпретируются как индикаторы перигляциальных и/или мерзлотных обстановок [236]. С одной стороны, по аналогии с почвами в формировании гранул криоконита могут играть процессы гелифлюкции (движения по мерзлой поверхности), с другой стороны, часть ооидов в перигляциальных почвах могут быть гранулами, сохранившимися при переотложении криоконита.

Стратификация в криоконитовых стаканах и гранулах. По данным [176] уже через 1 ч после осаждения органо-минерального материала в криоконитовом стакане формируется анаэробный слой мощностью несколько миллиметров. На вертикальную неоднородность концентрации кислорода влияет структура осадка, например, размер гранул криоконита, толщина слоя талой воды, а также расход кислорода в ходе гетеротрофного дыхания. Возникающий кислородный профиль в свою очередь меняет структуру микробного сообщества, и в бескислородных микро-нишах повышается активность анаэробов [176].

Схожее зонирование окислительно-восстановительных условий или редокс-стратификация возникает внутри крупных гранул криоконита [197]. Измерения концентрации O_2 , NH_4^+ , NO_2^- и NO_3^- при помощи микросенсоров выявили, что на поверхности гранул, колонизированной цианобактериями, преобладают аэробные условия, идут фотосинтез и денитрификация. В центральной части гранул могут сформироваться анаэробные условия, происходит микробное разложение ОВ, нитрификация и денитрификация. Таким образом, гранулы криоконита обуславливают неоднородность микропроцессов и образования твердофазных продуктов функционирования. В случае распространенности криоконитового материала это влияет на круговорот углерода и азота в супрагляциальной зоне в целом. При обилии в криоконите зерен кварца и проникновении света через них первичная продукция может происходить не только на поверхности криоконитовых гранул, но и в их внутренней части [99]; предполагается существование своеобразных эндокриоконитных первичных продуцентов. Элементарные микрогранулы могут не иметь зонирования по окислительно-восстановительным условиям.

Таким образом, основная структурная единица криоконита, гранула, является самостоятельной сложноорганизованной многопорядковой микроэкосистемой одновременно обособленной в водной супрагляциальной обстановке, но также и проницаемой для потоков вещества, благодаря развитой системе пор. Физические и химические механизмы стабилизации органо-минеральных агрегатов криоконита сходны с принципами агрегации в сложных коллоидных системах, напри-

мер, почвах: (1) окклюзия/инкапсуляция, (2) образование гранул/ооидов, (3) адсорбция на активных минеральных поверхностях, например, глинистых минералах, (4) гидрофильно-гидрофобные взаимодействия.

Влияние криоконита на близкую перигляциальную зону. Криокониты являются важным источником микроорганизмов для первичных сукцессий на отложениях ледника сразу после его отступления [119], а значит и для инициации процессов почвообразования. Однако роль криоконита в этих процессах оценена качественно, но пока не количественно. По сути, криоконит является “биореактором” супрагляциальной системы, в котором происходит взаимодействие на разных уровнях организации вещества: от молекулярного до ландшафтного. Через криоконит идет наиболее активный поток биогенных веществ, в стаканах протаивания поддерживаются квазиравновесные температурные и фотические условия, что важно для развития микробных сообществ.

Ближняя перигляциальная зона находится в области переотложения органических, минеральных и органо-минеральных фаций супрагляциальной зоны. В районе конечно-моренных отложений и боковой морены локально формируются аккумуляции переотложенного криоконитового материала (чаще в виде линз и седиментов в лужах), на которых в стабильных условиях могут образовываться первичные почвы. Благодаря высокому содержанию биогенных элементов и тонкодисперсности, криоконитовый материал обладает более благоприятными условиями для почвообразования по сравнению с материалом морены [13]. Поэтому процессы первичного почвообразования на переотложенном криоконите идут на порядок быстрее, чем на окружающих обломочных субстратах, а почвы наследуют свойства криоконита: гранулированность, слоистость, повышенное содержание С, N, P.

Почвы на мелкоземисто-обломочном материале на ледниках и мертвом льду. В среднем ~4.4% площади ледников (без Антарктиды и Гренландии) покрыто мелкоземисто-обломочным материалом (supraglacial debris-cover), доля которого существенно возрастает для высокогорных ледников [195]. В данном случае не рассматриваем каменные и земляные глетчеры [10], хотя у них тоже могут быть почвы и почвенные покровы, а их разнообразности, например, “каменные глетчеры с ледяным ядром” (ice-cored rock glaciers) [5], вероятно, генетически близки к перекрытым мореной блокам мертвого льда, а также погребенным и бронированным ледникам (debris-covered glaciers).

При преобладании специфических органо-минеральных образований на поверхности ледников, в некоторых случаях встречаются объекты, которые классифицируются как почвы, а не-

которые полностью отвечают всем критериям почв, причем не только слаборазвитых.

Почвы на кварц-силикатных отложениях с близким подстилением ледников. Распространенным случаем является феномен появления сосудистых растений и формирования почв на абляционной морене и коллювиальных отложениях, накапливающихся на поверхности ледника [82]. При этом ледник остается способным к движению.

Почвы в данных случаях остаются относительно слаборазвитыми, но уже классифицируемыми как почвы. На рис. 6 показаны примеры формирования почв в долине Онг в Трансантарктических ледниковых горах в сухих континентальных областях Антарктиды, где сосудистые растения отсутствуют по биоклиматическим причинам [46], которые классифицированы по Таксономии почв США как Glacic Haplorthels при близком подстилении ледника и Glacic Anhyorthels при его залегании глубже 50 см, а также мелкие почвы на леднике Милаж в итальянских Альпах [63] и на леднике Гарабаши на Кавказе (собственные данные), которые можно классифицировать как Lertosols по системе WRB [117] и сильнощелочные пелоземы по КидПР [15]. Во всех почвах заметна стратификация на горизонты, а подстиление массивного льда ледников Антарктиды оказывается на глубине 10–60 см. В случае континентальной Антарктиды материал ледника из-за очень низких температур не столько подвергается таянию и размыву, как в ледниках высокогорий и полярных областей северного полушария, сколько эоловому выносу мелкозема и формированию каменной мостовой и сублимации ледникового тела, которая ослабляется по мере увеличения мощности кварц-силикатного чехла над ним [194]. Содержание органического С колеблется от сотых до первых процентов. Значения pH от сильнощелочных при близком подстилении ледников до слабощелочных при увеличении глубины подстиления и возраста поверхности, а содержание солей при этом увеличивается, что связано с их эоловым приносом [194].

Почвы на мелкоземе над глыбами мертвого льда. Именно в этом случае могут формироваться полнопрофильные почвы, хотя и не всегда. Встречаемость этого варианта пока не очень ясна. Понятно, что феномен накопления субстрата над глыбами мертвого, т.е. неподвижного льда может возникать только в тех случаях, когда разность высот от зоны аккумуляции до зоны абляции весьма существенна и составляет не одну тысячу метров. В этих случаях языки ледников “уезжают” далеко вниз по долинам, как правило, в лесной пояс. В таких уже относительно теплых условиях ледники начинают таять и теряют подвижность. Кроме этого, должны выполняться условия возможности поверхностного накопления мелкозе-

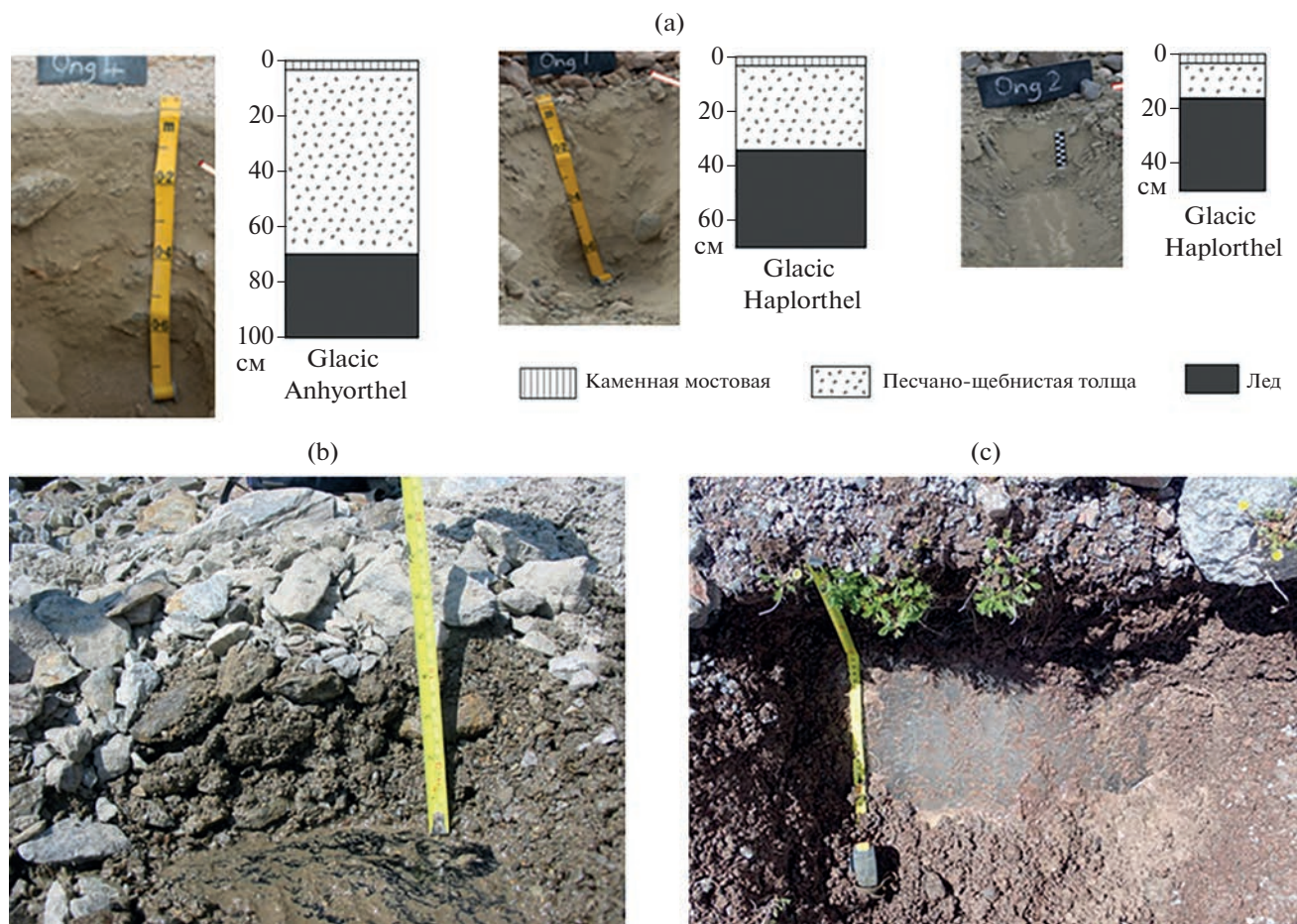


Рис. 6. Почвы с близким подстиланием движущихся ледников: а — континентальные районы Антарктиды [46]; б — примитивные Leptosols на леднике Милаж в Альпах Италии [63]; в — слабо развитые супрагляциальные почвы ледника Гарабаши на Кавказе (данные авторов).

ма на поверхности ледника, помимо абляционной морены, например, вулканической тefры. Такие случаи отмечены для ледников Анд в Чили на границе с Аргентиной на 4° S [180], ледников Аляски [209] и на леднике Клуэлан на северо-западе Канады [193] (рис. 7).

В Андах наблюдается переходный случай — часть ледника Каса Панг на склонах горы Тронадор находится в движущемся состоянии, а часть — под моренными грядами в почти неподвижном состоянии, что дало возможность здесь сформироваться лесным сообществам с преобладанием нотофагуса (*Nothofagus dombeyi*) с кустарниковым подлеском и с папоротниками, мхами и лишайниками в напочвенном покрове. Мощность надледникового материала на грядах составляет 3–4 м. Почвы кислые (pH 4.6 до 4.7), содержание N от 0.01 до 0.02%, а $C_{орг}$ от 0.1 до 0.2%, что свидетельствует о слабом развитии почв. Содержание Ca невелико, но, в целом, содержание биофильных элементов Ca, K и P выше, чем в образцах матери-

ала на леднике. Авторы это связывают с почвообразованием.

Над ледниками Аляски, вероятно, в некоторых локациях, где на маломощных рыхлых каменистых субстратах, близко подстилаемых ледником, произрастают настоящие сомкнутые леса из ситкинской ели (*Picea sitchensis*) с подлеском из ольхи и моховым покровом. Описана почва под таким лесом на леднике Куштата ($60^{\circ}25' N$, $144^{\circ}05' W$) [209]. Горизонты 13 см — лесная подстилка, 3 см осветленный серый горизонт (по автору A2), 15 см — темно-бурый горизонт (B), до 90 см — очень гравелистый опесчаненный легкий суглинок серого цвета (горизонт C), подстилается плотным чистым льдом. Автор определяет данную почву как инициальный (неполноразвитый) подзол и указывает, что подобные почвы имеют место и около ледников Герберт и Мендехолл. По современной классификации WRB эту почву, вероятно (так как нет химических характеристик), можно классифицировать как Protosodic Glacic Cryosol.

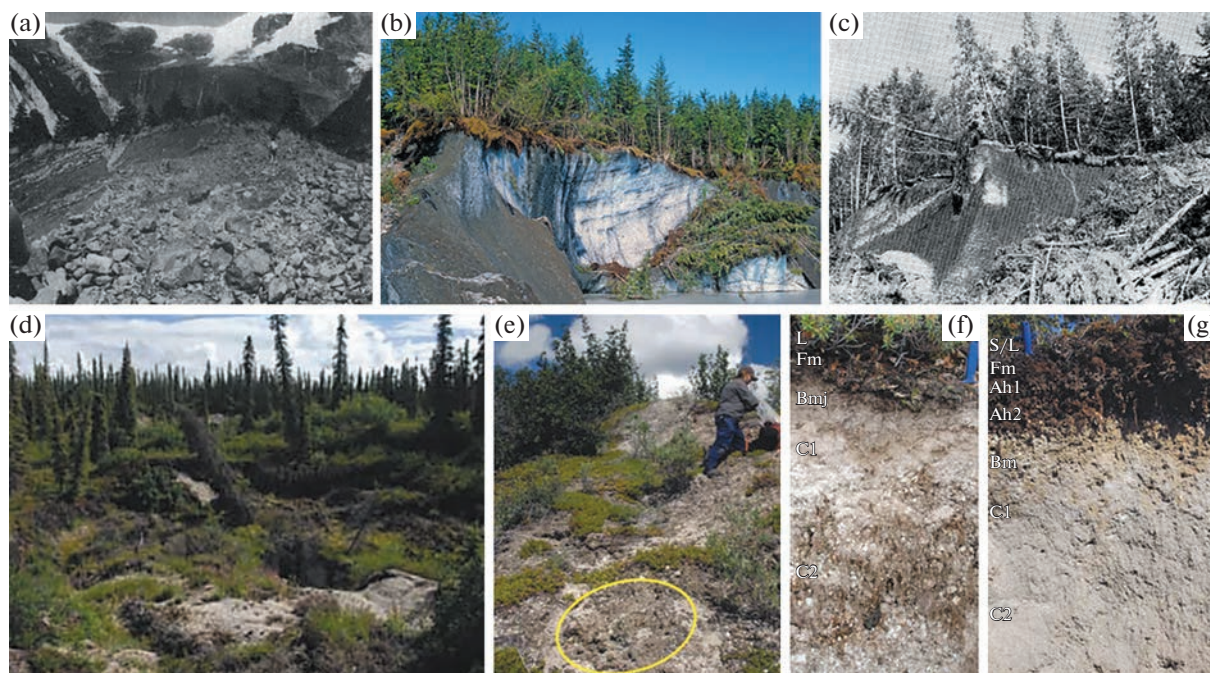


Рис. 7. Почвы с подстилкой слабоподвижных ледников и глыб мертвого (не движущегося) льда: а — ледник Каса Панг, Чили, деревья нотофагуса растут на слабо развитых каменистых почвах [180]; б и с — глыбы мертвого льда около ледников Аляски под полноценным лесом из ситкинской ели; б — ледник Фэрүэтер (фото Tom Bean), данных по почвам нет, с — ледник Куштака, почва — инициальный подзол, подстилаемый чистым льдом на глубине 90 см [209]; d–g — почвы на тefре, аккумулятивной на морене с ледяным ядром ледника Клутлан, залегающим на глубине около 2 м, провинция Юкон, Канада [193]: d — общий вид — формы ледового карста с “пьяным лесом” и выходами тefры на поверхность на крутых склонах, е — разреженный напочвенный покров и биокорка на поверхности крутых склонов, f — Dystric Brunic Arenosol (Gelic), g — Dystric Cambisol (Arenic, Gelic, Humic).

Наконец, наиболее развитые почвы описаны на тefре, аккумулятивной на морене с ледяным ядром ледника Клутлан (провинция Юкон, Канада), залегающим на глубине около 2 м, (61°36' N, 140°39' W) [193]. Исследования проводились на высоте 1050 м. Здесь отчетливо выражен ледовый карст — неравномерное протавивание ледяного ядра приводит к формированию неоднородного почвенно-растительного покрова (рис. 7d, 7e). На наиболее стабильных участках формируются леса из ели белой (*Picea glauca*) с примесью березы, на нарушенных участках в растительном покрове преобладает кустарник из ольхи, а на совсем сильно нарушенных пятнах имеет место биологическая корка из лишайников. Соответственно, наиболее развитые почвы авторы отнесли к Брунисолям по канадской классификации. Полноценные химические данные позволили классифицировать их по WRB как Dystric Cambisols (Arenic, Gelic, Humic) (рис. 7g). Менее развитые почвы (Регосоли по канадской системе) классифицированы как Dystric Brunic Arenosols (Gelic) (рис. 7f). На крутых склонах ледово-карстовых форм тefры и другие минеральные частицы удерживаются вместе органическим детритом и лишайниками с образованием поверхностной почвенной корки. Авторы никак не

классифицируют эти образования, но по WRB они соответствуют почвам Protic Arenosols (Gelic?). Интересно, что несмотря на существенную роль тefры почвы не соответствуют критериям andic и vitric.

ТИПИЗАЦИЯ СУПРАГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОЗИЦИИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Экспонированные поверхности льда и снега. Предпочвы. Как же можно рассматривать тонкие, не всегда организованные в микрогоризонты или структурные агрегаты, органические, органо-минеральные и минеральные гетерогенные дисперсные системы на поверхности ледников с позиции теоретического почвоведения? Напрямую такие объекты ни в общей теории педогенеза [22], ни в концепции экстремального почвообразования [11, 12] не рассматривались, так как для почвоподобных тел (солоидов) требуется хоть какая-то организация материала. Ближе всего они относятся к такому элементу почвенных систем как “предпочвы” [22], т.е. недифференцированные *in situ* на уровне твердой фазы тела, в которых может наблюдаться зонирование по температурно-влажностному режиму и функционированию

микробных сообществ. Однако в концепции почвенных систем предполагается, что с течением времени предпочвы станут почвами. С такими системами, как зеленый/розовый снег и лед, биопленки и органо-минеральные заполнения между кристаллами льда в коре таяния ледника это происходит не всегда. В зоне аккумуляции ледника они будут перекрыты снежным покровом и перейдут в тело ледника в виде несвязанных прослоев, а в зоне абляции или (1) будут смыты талыми водами, перенесены ниже по склону и попадут в твердый сток гидрологической сети или (2) будут организованы в криокониты, которые являются уже существенно иными супрагляциальными образованиями. Предлагается для подобных органо-минеральных систем ввести понятие *супрагляциальных предпочв*, среди которых есть как эфемерные разности, так и те, что разовьются в почвоподобные тела и почвы (рис. 8а).

Почвы и почвоподобные тела. Ранее гляциологов интересовали свойства примесей для определения альбедо и провенанса — источника привноса частиц. Инситные изменения, например, смена зеленого и красного цвета поверхностных водорослей на бурый и темно-серый в результате фотохимической и гетеротрофной трансформации ОВ практически не изучались. До Таширева [24] слово “почвы” применительно к объектам на открытой поверхности ледников упоминалось лишь при анализе источника светопоглощающих примесей, а термин “почвоподобные тела” (*soil-like bodies*) только недавно стали применять к скоплениям криоконита [1, 28–30, 151, 175].

Наиболее очевидными образованиями, которые можно отнести к почвам без перекрытия льда чехлом мелкоземисто-щебнистых отложений, являются органо-минеральные системы с длительным остаточным накоплением гумифицированного ОВ на горизонтальных и наклонных участках ледников или снежных покровов (рис. 8б). Они описаны на острове Галиндез в Западной Антарктике как *ледовые почвы* [24] и, вероятно, распространены шире в Субантарктике на невысоких островах, где ледники имеют слабонаклонную поверхность, а климат относительно теплый и влажный (по сравнению с континентальной Антарктикой) и предполагает относительную термостатированность условий, способствующую развитию мощных альго-бактериальных покровов на снеге и льду. Ледовые почвы образуются в “гравитационных” ловушках, связанных с локальным протаиванием льда и снега или механическим барьером в виде крупнообломочного материала и выходов плотных пород, которые препятствуют удалению продуктов трансформации ОВ. Их яркой особенностью является стратификация на макроскопические горизонты первичной продукции ОВ (органогенные) и на горизонты с гетеротрофной трансформацией ОВ (гумусовые).

К почвам также следует отнести *органо-минеральные системы под моховыми сообществами* на леднике с небольшим участием минерального материала (рис. 8с). В данном случае образуются *микропрофили*, которые могут состоять из подстильно-торфяного (О), грубогумусового (АО), гумусово-слаборазвитого (W) и минеральных горизонтов с участием криоконита и небольших количеств неоструктуренного мелкозема или мелкообломочного материала. Это метастабильные образования, которые то закрепляются, то перемещаются по поверхности ледника, но могут существовать и развиваться на нем в течение как минимум нескольких лет. По-видимому, наиболее широко такие почвы с микропрофилем распространены на ледниках Аляски, Шпицбергена, Исландии, Гренландии, Южной Америки и островов в Субантарктике.

Метастабильные почвоподобные тела на криоконите (рис. 8d) могут образовываться как внутри гранул (рис. 8d₁) с концентрическими микрогоризонтами первичной продукции на поверхности и гетеротрофной трансформации ОВ внутри гранул, так и на скоплениях переотложенного криоконита (рис. 8d₂), на которых преимущественно идет деградация ОВ и временное накопление продуктов гумификации. Структура крупных гранул наиболее сложна: наружный горизонт поддерживается за счет тесного взаимодействия глинистых минералов, нитчатых цианобактерий и других микроскопических фотоавтотрофов с обильным полимерным матриксом, а во внутреннем микрогоризонте поддерживаются преимущественно анаэробные условия и накапливаются остаточные твердофазные продукты трансформации ОВ. Наличие многочисленных минеральных поверхностей (глинистые минералы, выветрелые зерна первичных минералов) создает дополнительные условия для стабилизации ОВ. Метастабильные почвоподобные тела на криоконите, по-видимому, могут присутствовать в очень широком диапазоне условий на всех типах ледников за исключением самых удаленных внутренних участков ледяных щитов. Время существования таких почвоподобных тел зависит от локальных условий и варьирует от недель до десятков лет, например, в запечатанных ледяной крышкой каналах с криоконитом на ледниках Антарктиды.

Поверхности с перекрытием льда чехлом мелкоземисто-обломочного материала. В условиях более мощной и более стабильной полиминеральной матрицы почвообразование проходит стадию предпочвы и почвоподобного тела, и уже через годы и десятки лет появляются *почвы* со слаборазвитым (рис. 8е), а затем и полноразвитым профилем (рис. 8f). Здесь возможен широкий спектр вариантов от петроземов, щебнистых пелоземов и псаммоземов, инициальных подзолов и камбисо-

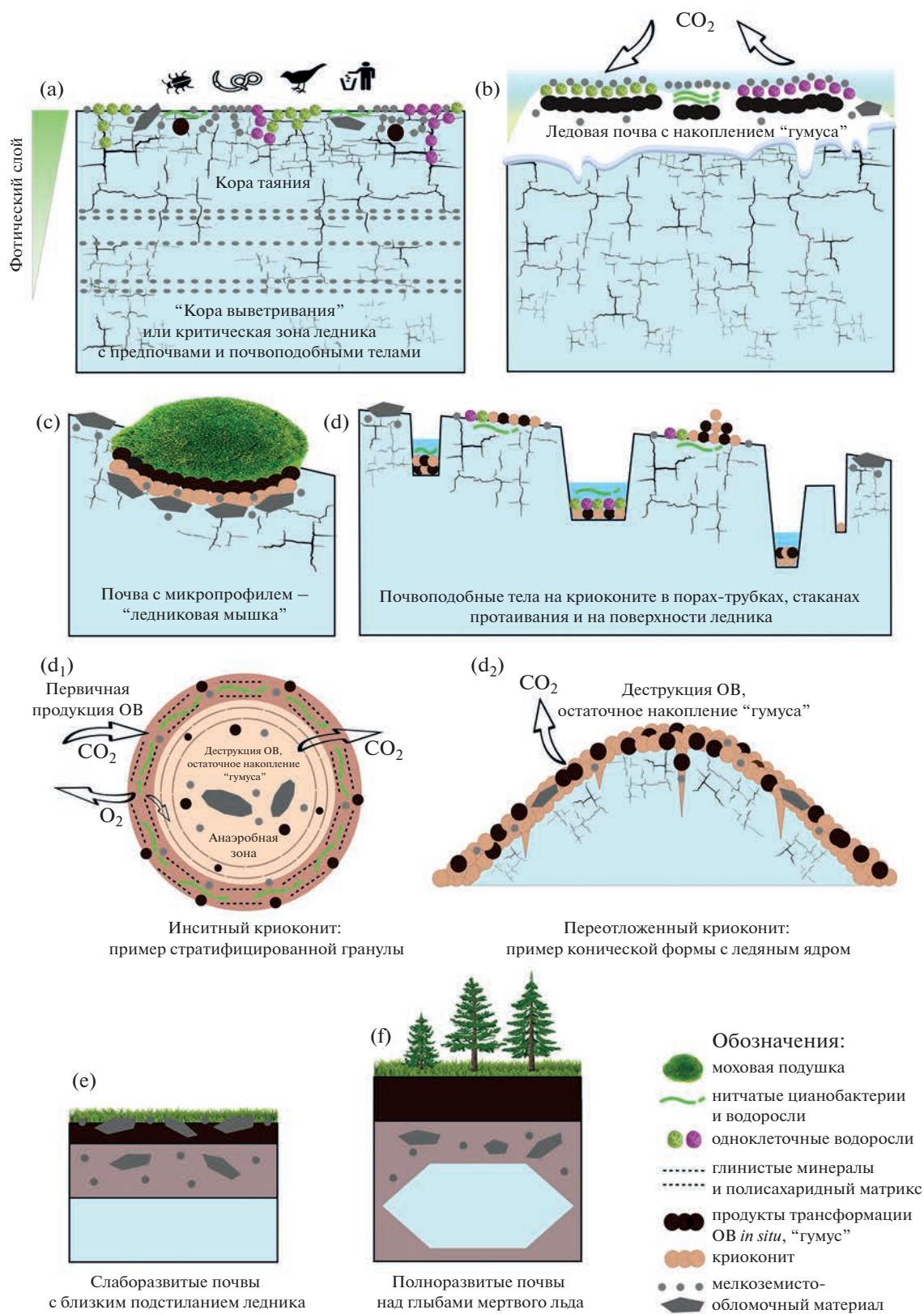


Рис. 8. Типизация супрагляциальных органо-минеральных образований с позиции почвообразования: а – предпочвы и почвоподобные тела во льду и снеге; б – ледовые почвы с остаточным накоплением твердофазных продуктов *in situ* и макроскопическими горизонтами; в – метастабильные почвы с микропрофилем O(AO)–W–C под мхами; д – метастабильные почвоподобные тела на криоконите с микропрофилями внутри крупных гранул (d₁) и микропрофилями на переотложенном криоконите (d₂); е – почвы на мелкоземисто-обломочном материале на ледниках; ф – почвы на погребенном/мертвом льду.

Таблица 1. Процессы в супрагляциальных органо-минеральных образованиях, характерные для почв и почвоподобных тел

Органо-минеральные образования	Процесс										Ссылка
	Аккумуляция ОВ	Фотохимическая трансформация ОВ	Гетеротрофная трансформация ОВ	Образование темноцветного “гумифицированного” ОВ	Стабилизация ОВ на минеральных поверхностях	Накопление остаточных твердофазных продуктов функционирования <i>in situ</i>	Агрегация мелкозема, биогенное структурирование	Биохимическое выветривание	Формирование микропрофилей	Формирование макропрофилей	
Во льду и снеге на леднике											
Зеленый, розовый, “арбузный” лед/снег	++	++	+	?	+	++	?	?	-	-	[39, 40, 90, 108, 192, 201]
Ледовые почвы	++	++	++	+++	+	+++	++	+	+	++	[24, 39, 40, 192]
Слоистые седименты в критической зоне ледника / годовичные слои/ мелкозем между кристаллами льда	+	+	+	?	?	?	?	+	?	?	Данные авторов
Под растениями на леднике											
Почвы с микропрофилем под моховыми сообществами – “ледниковые мышки”	++	?	+	+	++	++	++	++	+++	—	[4, 48, 107, 110, 177], данные авторов
Инситуный криоконит на леднике											
Элементарные агрегаты (микрогранулы)	++	++	+	++	++	++	++	+	+	—	[137, 187, 192, 216, 217, 221, 255]
Сложные агрегаты (мезогранулы)	+++	++	++	+++	++	+++	+++	++	++	—	
Переотложенный криоконит на леднике											
Поля дисперсного криоконита и струйчатые аккумуляции вдоль ручьев / конические формы с ледяным ядром	+	+++	+++	+++	++	++	+	+	+	—	Данные авторов, [128, 162]
На мелкоземисто-обломочном материале на ледниках и мертвом льду											
Почвы на кварц-силикатных отложениях с близким подстиланием ледников	+	н/п	++	+	++	++	+	++	н/п	+	[46, 63, 82, 83, 194]
Почвы на мелкоземисто-обломочном материале на ледниках и мертвом льду	++	н/п	++	+	++	++	++	++	н/п	+++	[180, 193, 209]

Степень выраженности процесса: слабо (+), средне (++), сильно (+++), неизвестно (?), неприменимо (н/п). Под микропрофилями подразумевается последовательность почвенных горизонтов O, AO и W под моховыми сообществами на леднике или окислительно-восстановительная стратификация внутри биогенных агрегатов (гранул) и их скоплениях на леднике.

лей до более развитых почв в зависимости от глубины залегания льда, стабильности субстрата и длительности почвообразования. Супрагляциальные почвы на мелкоземисто-обломочном материале на ледниках и мертвом льду описаны в Антарктиде, Андах и Альпах, на Кавказе, Аляске и в Канаде, и, вероятно, имеют очень широкое распространение, а их классификационное разнообразие выявлено далеко неполностью.

Проведя типизацию супрагляциальных органо-минеральных образований, идентифицировали в них следующие процессы, характерные для почв и почвоподобных тел (табл. 1): аккумуляция ОВ, его фотохимическая и гетеротрофная трансформация, стабилизация ОВ на минеральных поверхностях, образование темноцветного “гумифицированного” ОВ, накопление остаточных

твердофазных продуктов функционирования *in situ*, агрегация мелкозема и его биогенное оструктурирование, биохимическое выветривание минеральных частиц, и в итоге — формирование микро- и макропрофилей почв и почвоподобных тел на льду или на силикатных отложениях над льдом.

ОБМЕН ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВ И В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОМ ЛАНДШАФТЕ

Можно выделить четыре потенциально значимых компонента, влияющих на круговорот биогенных парниковых газов (ПГ) (CO₂, CH₄ и N₂O) в структуре ледникового биома: (1) поверхность ледников с активной супрагляциальной систе-

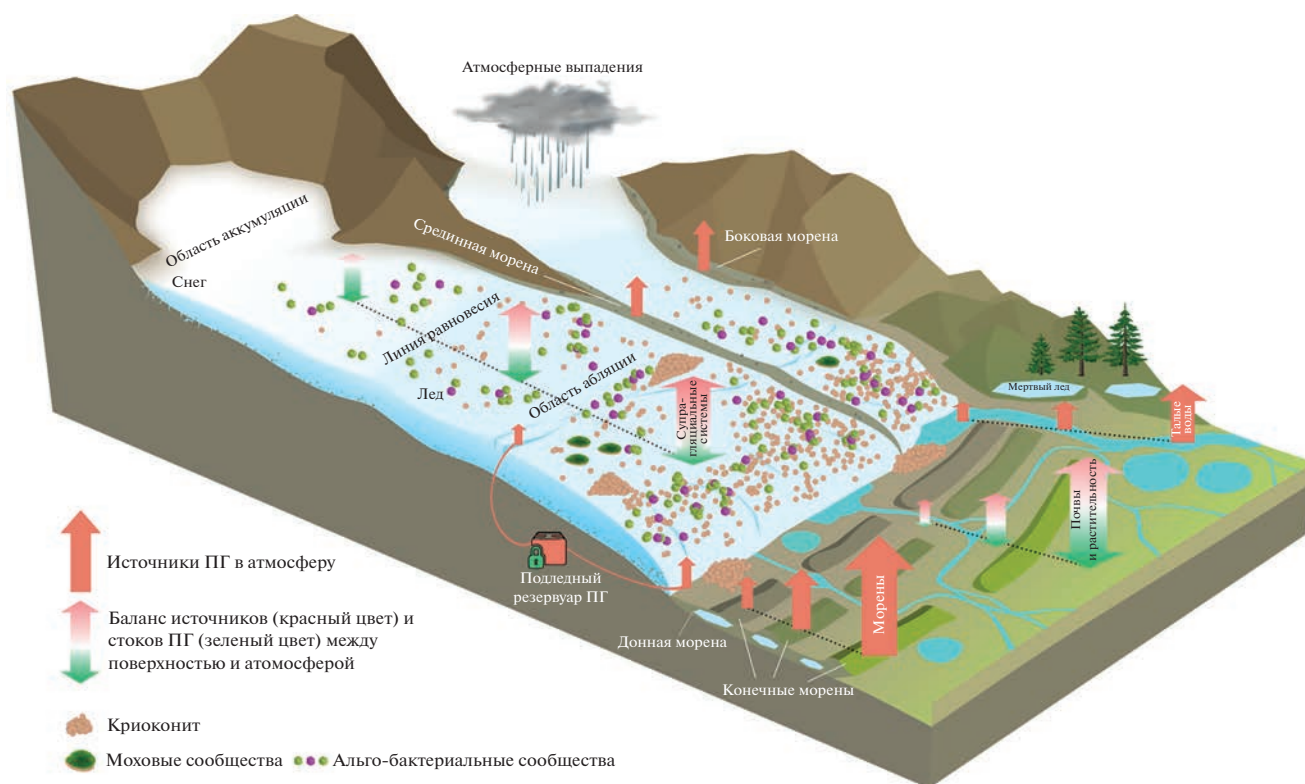


Рис. 9. Ледниковый биом и потоки парниковых газов (ПГ) в супрагледной и ближней перигледной зоне.

мой, (2) перигледные отложения, (3) талые воды и (4) подледные отложения. Это отражает уникальную особенность ледникового биома по сравнению с остальными: в современном “тающем” мире он является автотрофно-гетеротрофной экосистемой и донором биогенных элементов, накопленных как за прошлые ледниковые эпохи, так и в современной супрагледной зоне. Различные компоненты супрагледной зоны и перигледного ландшафта могут быть как нетто-стоками, так и источниками ПГ (рис. 9).

Поверхность ледников. Как показывают расчеты на основе немногочисленных опубликованных данных [100], ледники за сезон абляции (обычно эта оценка принимается за годовое дыхание) с учетом криоконита в стаканах протаивания и дисперсного криоконита в процессе микробного дыхания выделяют 12–14 кг С км². Это суммарно дает лишь 0.22 млн т С в год, что нельзя считать существенным вкладом в биосферное дыхание. Только российские тундры в конце XX в. выделяли в процессе дыхания 474 млн т С в год, что на три порядка больше [252]. Если учесть первичную продукцию на ледниках, то оказывается, что это преимущественно нетто-автотрофные системы, где первичная продукция преобладает над валовым дыханием [34, 64, 100], хотя встречаются и нетто-гетеротрофные криоконитовые экосистемы [99]. Однако натурных оценок собственно

NEP (net ecosystem production = валовая первичная продукция – дыхание экосистемы) на ледниках, и по сей день, очень мало. Согласно обзору [64], внутри криоконитовых стаканов валовое дыхание менялось от 1.86 до 42.1, а нетто-баланс от –2.03 (С-источник) до +14.6 (С-сток) мкг С–СО₂/г сут). По данным того же обзора, из 27 найденных в литературе публикаций по первичной продуктивности, экосистемному дыханию или нетто-балансу супрагледного материала, лишь 10 содержали оценки последнего показателя, охватывая период с 2007 по 2015. Авторы [212, 213] провели единственное в своем роде масштабное обследование вдоль 70 км трансекты поперек края Гренландского ледяного щита, надежно показав, что экосистемы криоконита в период таяния поглощают углерод, т.е. являются преимущественно автотрофными. Основными факторами нетто-баланса являются влияние талых вод и крутизны склона – дальше от края к центру ледника склон становится более пологим, что способствует увеличению количества и тонкослойному распределению массы внутри стаканов протаивания с криоконитом; в них дольше задерживаются биогенные элементы и выше первичная продукция. Но ближе к зоне таяния, где идет мощный смыв талыми водами, вещества криоконитов и микробиоты становится меньше, и нетто-баланс вновь снижается. Эта зона таяния

постепенно движется вверх в ходе теплого сезона. Отсюда следует, что нельзя просто экстраполировать данные с малых (горно-долинных) ледников на мощные покровные.

Вскипание криоконита в результате пузырькового транспорта отмечено как важный путь поступления CO_2 и метана в приземный слой воздуха из тающего льда, что может скачкообразно и синхронно повышать фоновую концентрацию CH_4 на 20 ppb, а CO_2 на 5 ppm, за интервалы времени порядка 10–15 мин [259]. В результате до 79% поступающего метана из талых ледниковых вод обязано именно пузырьковому транспорту [262].

Первая (и пока единственная) попытка оценить глобальный вклад поверхности ледников в биосферный нетто-баланс CO_2 была предпринята авторами [36]. Экстраполируя имеющиеся данные, и исходя из преобладания автотрофии в стаканах протаивания с криоконитом, авторы рассчитали глобальную оценку стока в -0.064 млн т С в год для поверхности ледников вне Антарктики. Вновь сравнивая с приведенной выше оценкой для российской тундровой зоны (сток — 11.6 млн т С в год), можно видеть насколько первая величина незначительна. Однако средние удельные площадные оценки продукции и дыхания криоконитов на 3–4 порядка выше, чем на общей поверхности ледников, и сопоставимы с эмиссией из арктических озер. Используя эти данные, общий вклад криоконита в нетто-обмен CO_2 между поверхностью ледников и атмосферой можно минимально оценить, как 77%.

Такие экстраполяции относятся исключительно к сезонам таяния льда, при этом наиболее длительный, зимний период фактически игнорируется, что может значительно занижать оценки экосистемного дыхания и переоценивать нетто-сток CO_2 за год. Кроме того, почти все данные касаются покровных ледников Гренландии, Антарктики, а также ледников Шпицбергена. Сейчас активные исследования по обмену ПГ стали проводиться на Тибетском плато — крупнейшем ледниковом массиве на суше после Антарктики и Гренландии [259]. Российская территория Евразии остается в этом отношении практически неохваченной. Исключение составляют недавние работы в перигляциальной зоне крупнейшего покровного ледника России на архипелаге Новая Земля [20] и первые оценки баланса парниковых газов на ледниках Кавказа и Алтая [14].

Однако значение ледников как биосферных агентов определяется не существующей “прижизненной” величиной баланса CO_2 на их поверхности (что во многом зависит от присутствия криоконита), а консервирующими свойствами массы льдов, а также их высоким альбедо. Поэтому баланс CO_2 и других биогенных ПГ гораздо

важнее изучать на месте сошедшего ледника, а также в процессе его таяния.

Кроме изучения перигляциальных потоков ПГ в локальном масштабе, крайне скромно представлены исследования, охватывающие *ледниковый ландшафт в целом*, включая вклад абиотических процессов. Одной из пионерных здесь является работа [239] по Западному Тянь-Шаню, которая показала, что весь ледниковый бассейн за сезон таяния оказался небольшим, но значимым стоком CO_2 величиной -0.05 над чистым льдом, и -0.07 мкмоль/(м² с) над молодыми моренами с ледяным основанием. Важно, что основным механизмом в данном случае является абиотическое поглощение CO_2 талой водой с образованием угольной кислоты. Таким образом, “химический насос”, выкачивающий CO_2 из атмосферы, заменил собой насос биологический, действующий через фотосинтез. При этом были отмечены сильные колебания стока CO_2 на часовом шаге измерений, что связывается со скачкообразным высвобождением газов из пузырьков, содержащихся в таящем льду [189]. В принципе, такой механизм должен приводить к увеличению эмиссии в атмосферу ПГ, таких как CO_2 , что противоречит результатам, демонстрирующим его преимущественное поглощение. Однако воздух в пузырьках, образующихся при таянии, содержит концентрацию CO_2 меньшую, чем в современной атмосфере, т.е. ~295 ppm, что характерно для дотехнологической эпохи. Видимо выделение этих дополнительных молекул успевает компенсироваться их химическим связыванием в ландшафтном и сезонном масштабах. При этом 75% С растаявших ледников выносятся в растворенном виде в океан, в форме HCO_3^- , и только 25% в газообразном виде сразу поступает в атмосферу [189].

Этот факт указывает на активное направление, которое сформировалось за последнее десятилетие в отношении *эмиссии CO_2 и метана из талых ледниковых вод, перигляциальных образований и подледных отложений*, что включает в исследовательскую орбиту ледниковый ландшафт в целом, и граничащие с ледниками наземные и водные биомы. Наиболее подробно в этом отношении исследован обмен Гренландского ледника [35, 56, 134, 189], и начато подробное изучение Тибетского плато [259]. Все реки и озера выделяют респираторный CO_2 в атмосферу, но в ледниковых реках и озерах становится важен вклад химического выветривания с участием карбонатов и силикатов, в ходе которого CO_2 переходит в форму гидрокарбонат-аниона HCO_3^- , что может считаться стоком углерода, если оперировать характерными временами жизни гидрокарбонат-аниона в водах суши (10^2 – 10^3 лет) или в океане (10^5 лет) [189]. Множественный анализ водных проб показывает,

что при удалении от Гренландского щита к океану содержание растворенного CO_2 постепенно уменьшается, а HCO_3^- увеличивается, затем, по мере установления равновесия с атмосферой (примерно, через 20 км от ледника), содержание С в этих формах перестает меняться. Согласно предварительным оценкам, на 50% это CO_2 , содержащийся в поверхностных водах, стекающих с ледника, а остальное количество выделяется из-под самого ледяного щита. Вода из-под Гренландского ледника поступает очень насыщенная CO_2 , но при этом этот газ выделяется в атмосферу в очень небольших количествах — порядка 0.11 млн т С в год. Тем не менее, модели показывают, что при наиболее напряженных климатических сценариях, по достижении в ходе таяния нижних слоев льда, насыщенных CO_2 , к 2100 г. эмиссия может достигнуть 100–170 млн т С(CO_2) в год [189], что сравнимо, например, с современной эмиссией от лесных пожаров в России.

Концентрации CO_2 и метана в талых ледниковых водах могут на порядки отличаться между участками Гренландского ледника, а сами воды могут быть как перенасыщенными, так и недонасыщенными этими газами [165]. В частности, существенные различия в величине подледниковых источников CO_2 , при относительном равенстве скоростей атмосферных стоков, приводят к тому, что местные талые воды являются либо нетто-источниками, либо поглотителями атмосферного CO_2 . Эти результаты подчеркивают ранее не признанную степень неоднородности в динамике парниковых газов под ледяным щитом. При этом ледниковые воды всегда остаются источниками метана [259]. В целом метан, содержащийся в талых ледниковых водах Земли, представляет собой потенциальный источник в атмосферу около 1 млн т в год при его запасах под ледниками в форме газогидратов до 480 млрд т $\text{C}-\text{CH}_4$, а общее поступление углерода во всех формах с абляцией составляет не менее 6 млн т С в год [238].

Сейчас появились новейшие крупномасштабные исследования, оценивающие баланс С-содержащих ПГ во всех основных компонентах ледникового ландшафта Тибетского плато, включая супрагляциальные поверхности, криоконитовые стаканы, перигляциальные отложения и перигляциальные реки и озера [259], где показано значительно усиление эмиссии метана и CO_2 из моренных отложений и талых ледниковых вод в результате потепления климата. Распространение застойного увлажнения, озер и болот на Тибетском плато в результате прогрессирующего отступления ледников увеличило эмиссию CH_4 до 0.96 млн т в год в 2000-е гг., что по независимым оценкам, превысило скорость его поглощения на той же площади (0.74 млн т в год) [242]. При том,

что стаканы протаивания с криоконитом в этом ландшафте могут быть как нетто-стоками, так и источниками CO_2 , несомненно то, что они выступают нетто-источниками метана [259].

Среди трех наиболее важных биогенных ПГ, меньше всего исследований в супрагляциальной и перигляциальной зонах посвящено балансу N_2O , что объясняется недостаточной величиной его потоков для инструментальной оценки. Значимые выбросы N_2O фиксируются только на моренных отложениях при появлении на них растительности [226] или под влиянием гуано в колониях птиц [240]. При этом важными факторами баланса между продукцией и поглощением газа являются рН и степень аэрации почв, также возможен существенный вклад абиогенной продукции закиси азота.

Продолжающееся потепление климата диктует необходимость объединения в прогностических моделях биосферной динамики всех компонентов ледникового биома (супрагляциальных поверхностей, субгляциальных отложений, морен и талых вод), и учета значимых положительных обратных связей. При этом важно включение в биосферные модели биотической составляющей баланса ПГ ледников. Существует отдельная нехватка данных по газообмену ПГ покровных и горных ледников, расположенных на территории России, все еще представляющей в этом отношении “белое пятно”. Необходимость таких исследований связана с тем, что показатели продукции, поглощения и транспорта ПГ могут существенно зависеть от местных особенностей строения ледников, климата, антропогенного влияния, и представляющей геологической истории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Супрагляциальные органо-минеральные образования обладают наиболее разнообразным составом и самой высокой скоростью биологического круговорота среди всех компонентов ледникового биома. В период абляции на леднике нет недостатка в жидкой воде, органических и минеральных примесях, взаимодействие которых приводит к появлению органо-минеральных тел с новыми свойствами, меняющими структуру сообщества организмов, химический состав вещества и спектральные характеристики поверхности ледника, так как не сделал бы ни один из компонентов по отдельности (эмерджентность системы). Анализ разнообразия, строения и процессов формирования супрагляциальных органо-минеральных образований показал, что некоторые из них имеют признаки почв и почвоподобных тел. Важнейшими из таких признаков являются накопление ОВ, его стабилизация на минеральных поверхностях и в агрегатах, трансформация ОВ с

остаточным накоплением темноцветных твердофазных продуктов *in situ*. Среди супрагляциальных образований предлагается выделять предпочвы, в том числе эфемерные, и почвоподобные тела во льду и снеге, метастабильные почвоподобные тела на криоконите и почвы с микропрофилями под моховыми сообществами на льду, а также относительно стабильные почвы с макропрофилями на мелкоземисто-обломочных отложениях с подстиланием ледников и мертвого льда. Легкодоступное ОВ, полученное в супрагляциальном “реакторе”, в том числе в его ячейках — почвах и почвоподобных телах, оказывает существенное влияние на перигляциальную зону, приводя к резервуарному и прайминг эффектам и воздействуя на все звенья трофической цепи, а также на формирование инициального почвенного покрова после отступления ледников.

Супрагляциальная зона ледников представляет собой автотрофно-гетеротрофную экосистему. Ее органо-минеральные компоненты, включая почвы и почвоподобные тела, при разных условиях являются как нетто-стоками, так и источниками парниковых газов. Однако в современном “тающем” мире биосферное значение ледников определяется не только “прижизненной” величиной баланса парниковых газов на их поверхности, но и консервирующими свойствами массы льдов, а также их альбедо. Поэтому баланс парниковых газов необходимо изучать во всех компонентах ледникового ландшафта, в том числе на месте сошедших ледников и в процессе их таяния.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы очень благодарны Булату Рафаэлевичу Мавлюдову и Николаю Ивановичу Осокину за помощь в организации исследований, консультации и вдохновение.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Обзор подготовлен при финансовой поддержке РНФ, проект № 20-17-00212: собственные полевые материалы, литературный обзор, систематизация данных и теоретическое обобщение по почвенным и почвоподобным телам на ледниках. Отдельные частные вопросы оценки ^{14}C возраста органического вещества рассматривались в рамках темы государственного задания № 0148-2019-0006, а по геохимии светопоглощающего материала на поверхности ледников — в рамках мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599, 08.06.2021).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов Е.В., Темботов Р.Х. Влияние светопоглощающих частиц на дегляциацию ледников полярных и горных территорий // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2020. Т. 29. № 2. С. 5–11.
2. Абакумов Е.В., Темботов Р.Х. Биохимические свойства криоконитов ледников Центрального Кавказа // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2021. Т. 30. № 3. С. 38–46.
3. Абакумов Е.В., Жиянски М., Чиграй С.Н., Поляков В.И. Роль птиц в формировании органо-минеральных криоконитов на ледниках Субантарктики // Русский орнитологический журн. 2020. № 29(1957). С. 3540–3544.
4. Белкина О.А., Мавлюдов Б.Р. Мхи на ледниках Шпицбергена // Ботанический журн. 2011. № 96(5). С. 582–596.
5. Галанин А.А. Каменные глетчеры-особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2005. № 5. С. 59–70.
6. Глазовская М.А. Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках хребта Терской Ала-Тау // Тр. Института географии АН СССР. 1952. Вып. 49. С. 55–69.
7. Глазовская М.А. Эоловые отложения на ледниках Тянь-Шаня // Природа. 1954. № 2. С. 90–92.
8. Глазовская М.А. Субэральные покровные пылеватые суглинки и почвы в высокогорьях Внутреннего Тянь-Шаня // Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (к 100-летию со дня рождения). 2005. С. 132–163.
9. Геннадиев А.Н. Изучение почвообразования методом хронорядов (на примере почв Приэльбрусья) // Почвоведение. 1978. № 12. С. 33–43.
10. Горбунов А., Горбунова И. География каменных глетчеров мира. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010.
11. Горячкин 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.
12. Горячкин С.В. География экстремальных почв и почвоподобных систем // Вестник РАН. 2022. № 92(6). С. 564–571.
13. Зазовская Э.П., Мергелов Н.С., Шишков В.А., Долгих А.В., Добрянский А.С., Лебедева М.П., Турчинская С.М., Горячкин С.В. Криокониты как факторы развития почв в условиях быстрого отступления ледника Альдегонда, Западный Шпицберген // Почвоведение. 2022. № 3. С. 281–295. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22030157>
14. Карелин Д.В., Кутузов С.С., Горячкин С.В., Зазовская Э.П., Котляков В.М. Российские горные ледники в “тающем” мире: первые оценки баланса

- парниковых газов на Кавказе и Алтае // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504(1). С. 104–109.
15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 16. Котляков В.М., Рототеева О.В., Носенко Г.А., Десянов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом “Кодекс”, 2014. 184 с.
 17. Мавлюдов Б.Р. Дренажные системы ледников. М.: Изд-во Ин-та географии РАН. 2006.
 18. Миндлин С.З., Петрова М.А. О происхождении и распространении устойчивости к антибиотикам: результаты изучения древних бактерий из многолетнемерзлых отложений // Молекулярная генетика, микробиология и вирусология. 2017. 35(4). С. 123–132.
 19. Москалевский М.Ю. О роли криогенного фактора при формировании донно-моренных отложений (в условиях покровного оледенения Северной Земли) // Проблемы криолитологии. 1978. Вып. VIII. С. 178–183.
 20. Никитин Д.А., Лысак Л.В., Бадмадашиев Д.В., Холод С.С., Мержелов Н.С., Долгих А.В., Горячкин С.В. Биологическая активность почв в условиях покровного оледенения в северной части архипелага Новая Земля // Почвоведение. 2021. №10. С. 1207–1230. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21100087>
 21. Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова, Т.Е. Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съемок // Лед и снег. 2015. № 54(2). С. 5–13.
 22. Таргульян В.О. Теория педогенеза и эволюции почв. М.: Издательство ГЕОС. 2019. 297 с.
 23. Таргульян В.О. Элементарные почвообразовательные процессы // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1413–1422.
 24. Таширев А.Б., Таширева А.А., Березкина А.Е. Роль криоценозов в формировании почв на ледниках Западной Антарктики // Доповіді Національної академії наук України. 2012. № 4. С. 155–161.
 25. Ферсман А.Е. Геохимия и минералогия полярных областей // Доклады АН СССР. 1938. Т. 19. № 8.
 26. Чумаков Н.М. Оледенения Земли История, стратиграфическое значение и роль в биосфере // Тр. Геологического ин-та. 2015. № 611.
 27. Шишков В.А., Заовская Э.П., Лебедева М.П., Мержелов Н.С., Долгих А.В. Особенности микростроения почв, развитых на криоконитах в экстремальных условиях зоны отступления ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) // Морфология почв от макро- до субмикроразнообразия. 2016. С. 359–363.
 28. Abakumov E., Nizamutdinov T., Polyakov V. Analysis of the polydispersity of soil-like bodies in glacier environments by the laser light scattering (diffraction) method // Biol. Comm. 2021. V. 66(3). P. 198–209. <https://doi.org/10.21638/spbu03.2021.302>
 29. Abakumov E., Tembotov R., Kushnov I., Polyakov V. Micromorphology of cryoconite on Garabashi and Skhelda glaciers and soils of Baksan Gorge, Mt. Elbrus, Central Caucasus // Polish Polar Res. 2021. V. 43(1). P. 1–20. <https://doi.org/10.24425/ppr.2021.138590>
 30. Abakumov E., Kushnov I., Nizamutdinov T., Tembotov R. Cryoconites as biogeochemical markers of anthropogenic impact in high mountain regions: analysis of polyaromatic pollutants in soil-like bodies // One Ecosystem. 2022. V. 7. P. 1–26. <https://doi.org/10.3897/oneeco.7.e78028>
 31. Abakumov E., Gangapshv A., Gezhaev A., Tembotov R. Radionuclide activity in cryoconite from glaciers of the Central Caucasus, Russia // Solid Earth Sci. 2022. V. 7(4). P. 268–275. <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2022.08.001>
 32. Abbot D.S., Pierrehumbert R.T. Mudball: Surface dust and snowball Earth deglaciation // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2010. V. 115(D3). P. 1–11. <https://doi.org/10.1029/2009JD012007>
 33. Abouhend A.S., Milferstedt K., Hamelin J., Ansari A.A., Butler C., Carbajal-González B.I., Park C. Growth progression of oxygenic photogranules and its impact on bioactivity for aeration-free wastewater treatment // Environ. Sci. Technol. 2019. V. 54(1). P. 486–496. <https://doi.org/10.1021/acs.est.9b04745>
 34. Ambrosini R., Azzoni R.S., Pittino F., Diolaiuti G., Franzetti A., Parolini M. First evidence of microplastic contamination in the supraglacial debris of an alpine glacier // Environ. Poll. 2019. V. 253. P. 297–301. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.07.005>
 35. Andrew L.C. Greenland’s subglacial methane released // Nature. 2019. V. 565(7737). P. 31–32. <https://doi.org/10.1038%2Fd41586-018-07762-7>
 36. Anesio A.M., Hodson A.J., Fritz A., Psenner R., Sattler B. High microbial activity on glaciers: importance to the global carbon cycle // Global Change Biol. 2009. V. 15(4). P. 955–960. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01758.x>
 37. Anesio A.M., Laybourn-Parry J. Glaciers and ice sheets as a biome // Trends Ecology Evolution. 2012. V. 27(4). P. 219–225. <https://doi.org/10.1016/j.tree.2011.09.012>
 38. Anesio A.M., Mindl B., Laybourn-Parry J., Hodson A.J., Sattler B. Viral dynamics in cryoconite on a high Arctic glacier (Svalbard) // J. Geophys. Res. 2007. V. 112(G4). P. 1–10. <https://doi.org/10.1029/2006JG000350>
 39. Antony R., Grannas A.M., Willoughby A.S., Sleighter R.L., Thamban M., Hatcher P.G. Origin and sources of dissolved organic matter in snow on the East Antarctic ice sheet // Environ. Sci. Technol. 2014. V. 48(11). P. 6151–6159. <https://doi.org/10.1021/es405246a>
 40. Antony R., Willoughby A.S., Grannas A.M., Catanzano V., Sleighter R.L., Thamban M., Hatcher P.G., Nair S. Molecular insights on dissolved organic matter transformation by supraglacial microbial communities //

- Environ. Sci. Technol. 2017. V. 51(8). P. 4328–4337.
https://doi.org/10.1021/acs.est.6b05780
41. *Baccolo G., Di Mauro B., Massabò D., Clemenza M., Nastasi M., Delmonte B., Prata M., Prati P., Previtali E., Maggi V.* Cryoconite as a temporary sink for anthropogenic species stored in glaciers // *Sci. Rep.* 2017. V. 7(1). P. 1–11.
https://doi.org/10.1038/s41598-017-10220-5
 42. *Baccolo G., Łokas E., Gaca P., Massabò D., Ambrosini R., Azzone R.S., Clason C., Di Mauro B., Franzetti A., Nastasi M., Prata M., Prati P., Previtali E., Delmonte B., Maggi V.* Cryoconite: an efficient accumulator of radioactive fallout in glacial environments // *The Cryosphere.* 2020. V. 14(2). P. 657–672.
https://doi.org/10.5194/tc-14-657-2020
 43. *Bagshaw E.A., Tranter M., Fountain A.G., Welch K.A., Basagic H., Lyons W.B.* Biogeochemical evolution of cryoconite holes on Canada Glacier, Taylor Valley, Antarctica // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112(G4). P. 1–8.
https://doi.org/10.1029/2007JG000442
 44. *Bagshaw E.A., Tranter M., Fountain A.G., Welch K., Basagic H.J., Lyons W.B.* Do cryoconite holes have the potential to be significant sources of C, N and P to downstream depauperate ecosystems of Taylor Valley, Antarctica? // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2013. V. 45(4). P. 1–15.
https://doi.org/10.1657/1938-4246-45.4.440
 45. *Bagshaw E.A., Tranter M., Wadham J.L., Fountain A.G., Dubnick A., Fitzsimons S.* Processes controlling carbon cycling in Antarctic glacier surface ecosystems // *Geochem. Perspect. Lett.* 2016. V. 2(1). P. 44–54.
https://doi.org/10.7185/geochemlet.1605
 46. *Balks M.R., López-Martínez J., Goryachkin S., Mergelov N.S., Schaefer C.E.G.R., Simas F.N.B., Almond P.C., Claridge G.G.C., McLeod M., Scarrow J.* Windows on Antarctic Soil-Landscape relations across selected regions of Antarctica // *Geological Society London Special Publications.* 2013. V. 381 (1). P. 397–410.
https://doi.org/10.1144/SP381.9
 47. *Bardgett R.D., Richter A., Bol R., Garnett M.H., Bäumler R., Xu X., Lopez-Capel E., Manning D., Hobbs P., Hartley I., Wanek W.* Heterotrophic microbial communities use ancient carbon following glacial retreat // *Biology letters.* 2007. V. 3(5). P. 487–490.
https://doi.org/10.1098/rsbl.2007.0242
 48. *Belkina O.A., Vilnet A.A.* Some aspects of the moss population development on the Svalbard glaciers // *Czech Polar Rep.* 2015. V. 5(2). P. 160–175.
https://doi.org/10.5817/CPR2015-2-14
 49. *Bellas C.M., Anesio A.M., Telling J. et al.* (2013) Viral impacts on bacterial communities in Arctic cryoconite // *Environ. Res. Lett.* V. 8. P. 045021.
 50. *Benn D.I., Le Hir G., Bao H., Donnadieu Y., Dumas C., Fleming E.J., et al* Orbitally forced ice sheet fluctuations during the Marinoan Snowball Earth glaciation // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8(9). P. 704–707.
 51. *Beraldi-Campesi H.* Early life on land and the first terrestrial ecosystems // *Ecol. Process.* 2013. V. 2(1). P. 1–17.
https://doi.org/10.1186/2192-1709-2-1
 52. *Blank C.E., Sanchez-Baracaldo P.* Timing of morphological and ecological innovations in the cyanobacteria—a key to understanding the rise in atmospheric oxygen // *Geobiology.* 2010. V. 8(1). P. 1–23.
https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2009.00220.x
 53. *Bond T., Doherty S., Fahey D., Forster P., Berntsen T., DeAngelo B.J., Flanner M., Ghan S., Kaercher B., Koch D. et al.* Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2013. V. 118. P. 5380–5552.
https://doi.org/10.1002/jgrd.50171
 54. *Bourgeois J.C., Gajewski K., Koerner R.M.* Spatial patterns of pollen deposition in arctic snow // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2001. V. 106(D6). P. 5255–5265.
https://doi.org/10.1029/2000JD900708
 55. *Buda J., Łokas E., Pietryka M., Richter D., Magowski W., Iakovenko N.S., Porazinska D.L., Budzik T., Grabiec M., Grzesiak J., Klimaszuk P., Gaca P., Zawierucha K.* Biotope and biocenosis of cryoconite hole ecosystems on Ecology Glacier in the maritime Antarctic // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 724. P. 138112.
https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.138112
 56. *Burns R., Wynn P.M., Barker P., McNamara N., Oakley S., Ostle N., Stott A.W., Tuffen H., Zhou Z., Tweed F.S., Chesler A., Stuart M.* Direct isotopic evidence of biogenic methane production and efflux from beneath a temperate glacier // *Sci. Rep.* 2018. V. 8(17118). P. 1–8.
https://doi.org/10.1038/s41598-018-35253-2
 57. *Butterfield N.J.* Early evolution of the Eukaryota // *Palaeontology.* 2015. V. 58(1). P. 5–17.
https://doi.org/10.1111/pala.12139
 58. *Cameron K.A., Hodson A.J., Osborn A.M.* Structure and diversity of bacterial, eukaryotic and archaeal communities in glacial cryoconite holes from the Arctic and the Antarctic // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2012. V. 82(2). P. 254–267.
https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2011.01277.x
 59. *Casey K.A., Kääb A., Benn D.I.* Geochemical characterization of supraglacial debris via in situ and optical remote sensing methods: a case study in Khumbu Himalaya, Nepal // *Cryosphere.* 2012. V. 6(1). P. 85–100.
https://doi.org/10.5194/tc-6-85-2012
 60. *Chakrabarty R.K., Moosmüller H., Chen L.W., Lewis K., Arnott W.P., Mazzoleni C., Dubey M.K., Wold C.E., Hao W.M., Kreidenweis S.M.* Brown carbon in tar balls from smoldering biomass combustion // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10(13). P. 6363–6370.
https://doi.org/10.5194/acp-10-6363-2010
 61. *Christner B.C., Kvitko B.H., Reeve J.N.* Molecular identification of bacteria and eukarya inhabiting an Antarctic cryoconite hole // *Extremophiles.* 2003. V. 7(3). P. 177–183.
https://doi.org/10.1007/s00792-002-0309-0
 62. *Cohen P.A., Macdonald F.A.* The Proterozoic record of eukaryotes // *Paleobiology.* 2015. V. 41(4). P. 610–632.
https://doi.org/10.1017/pab.2015.25

63. Collier E., Nicholson L.I., Brock B.W., Maussion F., Esery R., Bush A.B.G. Representing moisture fluxes and phase changes in glacier debris cover using a reservoir approach // *The Cryosphere*. 2014. V. 8(4). P. 1429–1444. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1429-2014>
64. Cook J., Edwards A., Takeuchi N., Irvine-Fynn T. Cryoconite: the dark biological secret of the cryosphere // *Prog. Phys. Geogr.* 2016. V. 40(1). P. 66–111. <https://doi.org/10.1177/0309133315616574>
65. Cook J.M., Hodson A.J., Irvine-Fynn T.D. Supraglacial weathering crust dynamics inferred from cryoconite hole hydrology / *Hydrological Processes*. Epubahead of print. 2016. <https://doi.org/10.1002/hyp.10602>
66. Coulson S.J., Midgley N.G. The role of glacier mice in the invertebrate colonisation of glacial surfaces: the moss balls of the Falljökull, Iceland // *Polar Biol.* 2012. V. 35(11). P. 1651–1658. <https://doi.org/10.1007/s00300-012-1205-4>
67. D'Andrilli J., Foreman C.M., Sigl M., Priscu J.C., McConnell J.R. 2017. A 21000-year record of fluorescent organic matter markers in the WAIS Divide ice core // *Clim. Past* V. 13(5). P. 533–544. <https://doi.org/10.5194/cp-13-533-2017>
68. Darcy J.L., Gendron E., Sommers P., Porazinska D.L., Schmidt S.K. Island biogeography of cryoconite hole bacteria in Antarctica's Taylor Valley and around the world // *Front. Ecol. Evol.* 2018. V. 6(180). <https://doi.org/10.3389/fevo.2018.00180>
69. Dawson J.B., Hinton R.W., Steele I.M. The composition of anorthoclase and nepheline in Mount Kenya phonolite and Kilimanjaro trachyte, and crystal–glass partitioning of elements // *Can. Mineral.* 2008. V. 46(6). P. 1455–1464. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.6.1455>
70. de Menezes G.C.A., Porto B.A., Simões J.C., Rosa C.A., Rosa L.H. Fungi in snow and glacial ice of Antarctica / *Fungi of Antarctica: diversity, ecology and biotechnological applications*. 2019. P. 127–146. https://doi.org/10.1007/978-3-030-18367-7_6
71. de Menezes G.C.A., Amorim S.S., Gonçalves V.N., Godinho V.M., Simões J.C., Rosa C.A. Rosa L.H. Diversity, Distribution, and Ecology of Fungi in the Seasonal Snow of 918 Antarctica // *Microorganisms*. 2019. V. 7. P. 445–445. <https://doi.org/10.3390/microorganisms7100445>
72. Deuerling K.M., Lyons W.B., Welch S.A., Welch K.A. The characterization and role of aeolian deposition on water quality, McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *Aeolian Res.* 2014. V. 13. P. 7–17. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2014.01.002>
73. Di Mauro B., Baccolo G., Garzonio R., Giardino C., Massabò D., Piazzalunga A., Rossini M., Colombo R. Impact of impurities and cryoconite on the optical properties of the Morteratsch Glacier (Swiss Alps) // *Cryosphere*. 2017. V. 11. P. 2393–2409. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2393-2017>
74. Di Mauro B., Fava F., Ferrero L., Garzonio R., Baccolo G., Delmonte B., Colombo R. Mineral dust impact on snow radiative properties in the European Alps combining ground, UAV, and satellite observations // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120. P. 6080–6097. <https://doi.org/10.1002/2015JD023287>
75. Di Mauro B., Garzonio R., Rossini M., Filippa G., Pogliotti P., Galvagno M., Morra di Cella U., Miglia-vacca M., Baccolo G., Clemenza M., Delmonte B., Maggi, Dumont V.M., Tuzet F., Lafaysse M., Morin S., Cremonese E., Colombo R. Saharan dust events in the European Alps: Role in snowmelt and geochemical characterization // *Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 1147–1165. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1147-2019>
76. Edwards A., Anesio A.M., Rassner S.M., Sattler B., Hubbard B., Perkins W.T., Young M. Possible interactions between bacterial diversity, microbial activity and supraglacial hydrology of cryoconite holes in Svalbard // *ISME J.* 2011. V. 51(1). P. 150–160. <https://doi.org/10.1038/ismej.2010.100>
77. Edwards A., Pachebat J.A., Swain M. et al. A metagenomic snapshot of taxonomic and functional diversity in an alpine glacier cryoconite ecosystem // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. P. 035003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035003>
78. Edwards M.B. Late Precambrian glacial loessites from north Norway and Svalbard // *J. Sediment. Res.* 1979. V. 49(1). P. 85–91. <https://doi.org/10.1306/212F76C6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
79. Evans D.A. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox // *Am. J. Sci.* 2000. V. 300(5). P. 347–433. <https://doi.org/10.2475/ajs.300.5.347>
80. Fellman J.B., Hood E., Raymond P.A., Hudson J., Bozeman M., Arimitsu M. Evidence for the assimilation of ancient glacier organic carbon in a proglacial stream food web // *Limnol. Oceanogr.* 2015. V. 60(4). P. 1118–1128. <https://doi.org/10.1002/lno.10088>
81. Ferrario C., Pittino F., Tagliaferri I., Gandolfi I., Bestetti G., Azzoni R.S., Diolaiuti G., Franzetti A., Ambrosini R., Villa S. Bacteria contribute to pesticide degradation in cryoconite holes in an Alpine glacier // *Environ. Pollut.* 2017. V. 230. P. 919–926. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2017.07.039>
82. Fickert T., Friend D., Grüniger F., Molnia B., Richter M. Did Debris-Covered Glaciers Serve as Pleistocene Refugia for Plants? A New Hypothesis Derived from Observations of Recent Plant Growth on Glacier Surfaces // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2007. V. 39(2). P. 245–257. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2007\)39\[245:DDGSAP\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2007)39[245:DDGSAP]2.0.CO;2)
83. Fickert T., Friend D., Molnia B., Grüniger F., Richter M. Vegetation ecology of debris-covered glaciers (DCGs)—site conditions, vegetation patterns and implications for DCGs serving as quaternary cold-and warm-stage plant refugia // *Diversity*. 2022. V. 14(2). P. 114. <https://doi.org/10.3390/d14020114>
84. Fountain A.G., Tranter M., Nylen T.H., Lewis K.J., Mueller D.R. Evolution of cryoconite holes and their

- contribution to meltwater runoff from glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *J. Glaciol.* 2004. V. 50(168). P. 323–335.
85. *Fountain A.G., Nylan T.H., Tranter M., Bagshaw E.* Temporal variations in physical and chemical features of cryoconite holes on Canada Glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2008. V. 113(G1).
<https://doi.org/10.1029/2007JG000430>
 86. *Goodwin K., Loso M.G., Braun M.* Glacial transport of human waste and survival of fecal bacteria on Mt. McKinley's Kahiltna Glacier, Denali National Park, Alaska // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2012. V. 44(4). P. 432–445.
<https://doi.org/10.1657/1938-4246-44.4.432>
 87. *Graber E.R., Rudich Y.* Atmospheric HULIS: How humic-like are they? A comprehensive and critical review // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6(3). P. 729–753.
<https://doi.org/10.5194/acp-6-729-2006>
 88. *Graham L.E., Cook M.E., Wilcox L.W., Graham J., Taylor W., Wellman C.H., Lewis L.* Resistance of filamentous chlorophycean, ulvophycean, and xanthophycean algae to acetolysis: testing Proterozoic and Paleozoic microfossil attributions // *Int. J. Plant Sci.* 2013. V. 174(6). P. 947–957.
<https://doi.org/10.1086/670591>
 89. *Grannas A.M., Hockaday W.C., Hatcher P.G., Thompson L.G., Mosley-Thompson E.* New revelations on the nature of organic matter in ice cores // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2006. V. 111(D4).
<https://doi.org/10.1029/2005JD006251>
 90. *Gray A., Krolkowski M., Fretwell P., Convey P., Peck L.S., Mendelova M., Smith A.G., Davey M.P.* Remote sensing reveals Antarctic green snow algae as important terrestrial carbon sink // *Nat. Commun.* 2020. V. 11(1). P. 2527.
<https://doi.org/10.1038/s41467-020-16018-w>
 91. *Guo B., Liu Y., Liu K., Shi Q., He C., Cai R., Jiao N.* Different dissolved organic matter composition between central and southern glaciers on the Tibetan Plateau // *Ecol. Indic.* 2022. V. 139. P. 108888.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2022.108888>
 92. *Hadley O.L., Kirchstetter T.W.* Black-carbon reduction of snow albedo // *Nat. Clim. Change* 2012. V. 2(6). P. 437–440.
<https://doi.org/10.1038/nclimate1433>
 93. *Hågvær S., Ohlson M.* Ancient carbon from a melting glacier gives high ^{14}C age in living pioneer invertebrates // *Sci. Rep.* 2013. V. 3(1). P. 1–4.
<https://doi.org/10.1038/srep02820>
 94. *Hågvær S., Ohlson M., Brittain J.E.* A melting glacier feeds aquatic and terrestrial invertebrates with ancient carbon and supports early succession // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2016. V. 48(3). P. 551–562.
<https://doi.org/10.1657/AAAR0016-027>
 95. *Hansen R.R., Hansen O.L.P., Bowden J.J., Normand S., Bay C., Sørensen J.G., Høye T.T.* High spatial variation in terrestrial arthropod species diversity and composition near the Greenland ice cap // *Polar Biol.* 2016. V. 39. P. 2263–2272.
<https://doi.org/10.1007/s00300-016-1893-2>
 96. *Heusser C.J.* Polsters of the moss *Drepanocladus berggrenii* on Gilkey Glacier, Alaska // *Bulletin of the Torrey Botanical Club.* 1972. P. 34–36.
<https://doi.org/10.2307/2484240>
 97. *Hodson A.* Understanding the dynamics of black carbon and associated contaminants in glacial systems // *Wiley Interdiscip. Rev. Water.* 2014. V. 1(2). P. 141–149.
<https://doi.org/10.1002/wat2.1016>
 98. *Hodson A., Anesio A.M., Tranter M., Tranter M., Fountain A., Osborn M., Prisco J., Laybourn-Parry J., Sattler B.* Glacial ecosystems // *Ecol. Monogr.* 2008. V. 78(1). P. 41–67.
<https://doi.org/10.1890/07-0187.1>
 99. *Hodson A., Cameron K., Bøggild C., Irvine-Fynn T., Langford H., Pearce D., Banwar S.* The structure, biological activity and biogeochemistry of cryoconite aggregates upon an Arctic valley glacier: Longyearbreen, Svalbard // *J. Glaciol.* 2010. V. 56(196). P. 349–362.
<https://doi.org/10.3189/002214310791968403>
 100. *Hodson A.J., Anesio A.M., Ng F., Watson R., Quirk J., Irvine-Fynn T., Dye A., Clark C., McCloy P., Kohler J.* A glacier respires: quantifying the distribution and respiration CO_2 flux of cryoconite across Arctic supraglacial ecosystem // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112(G4). P. G04S36.
<https://doi.org/10.1029/2007JG000452>
 101. *Hoffman P.F.* Cryoconite pans on Snowball Earth: supraglacial oases for Cryogenian eukaryotes? // *Geobiology.* 2016. V. 14(6). P. 531–542.
<https://doi.org/10.1111/gbi.12191>
 102. *Hoffman P.F., Li Z.X.* A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2009. V. 277(3–4). P. 158–172.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.03.013>
 103. *Homann M., Sansjofre P., Van Zuilen M., Heubeck C., Gong J., Killingsworth B., Foster I.S., Airo A., Van Kranendonk M.J., Lalonde S.V.* Microbial life and biogeochemical cycling on land 3,220 million years ago // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11(9). P. 665.
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0190-9>
 104. *Hood E., Battin T.J., Fellman J., O'neel S., Spencer R.G.* Storage and release of organic carbon from glaciers and ice sheets // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8(2). P. 91–96.
<https://doi.org/10.1038/ngeo2331>
 105. *Hood E., Fellman J., Spencer R.G., Hernes P.J., Edwards R., D'Amore D., Scott D.* Glaciers as a source of ancient and labile organic matter to the marine environment // *Nature.* 2009. V. 462(7276). P. 1044–1047.
<https://doi.org/10.1038/nature08580>
 106. *Horneck G.* The microbial world and the case for Mars // *Planet. and Space Sci.* 2000. V. 48(11). P. 1053–1063.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00079-9](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00079-9)
 107. *Hotaling S., Bartholomaeus T.C., Gilbert S.L.* Rolling stones gather moss: movement and longevity of moss balls on an Alaskan glacier // *Polar Biol.* 2020. V. 43.

- P. 735–744.
<https://doi.org/10.1007/s00300-020-02675-6>
108. *Hotaling S., Lutz S., Dial R.J., Anesio A.M., Benning L.G., Fountain A.G., Kelley J.L., McCutcheon J., McKenzie S.S., Hamilton T.L.* Biological albedo reduction on ice sheets, glaciers, and snowfields // *EarthSci. Rev.* 2021. V. 220. P. 103728.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103728>
 109. *Hotaling S., Shain D.H., Lang S.A., Bagley R.K., Tronstad L.M., Weisrock D.W., Kelley J.L.* Long-distance dispersal, ice sheet dynamics and mountaintop isolation underlie the genetic structure of glacier ice worms // *Proc. R. Soc.* 2019. V. 286(1905). P. 20190983.
 110. *Hotaling S., Wimberger P.H., Kelley J.L., Watts H.* Macroinvertebrates on glaciers: a key resource for terrestrial food webs? // *Ecology*. 2020. V. 101(4). P. 1–3.
<https://doi.org/10.1002/ecy.2947>
 111. *Huang J., Kang S., Ma M., Guo J., Cong Z., Dong Z., Yin R., Xu J., Tripathi L., Ram K., Wang F.* Accumulation of atmospheric mercury in glacier cryoconite over Western China // *Environ. Sci. Technol.* 2019. V. 53(12). P. 6632–6639.
<https://doi.org/10.1021/acs.est.8b06575>
 112. *Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjordheim K., Hansen O.H., Heinemeier J.* Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes // *The Holocene*. 2005. V. 15(3). P. 396–407.
<https://doi.org/10.1191/0959683605hl817rp>
 113. *Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier W.R.* Neoproterozoic ‘snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model // *Nature*. 2000. V. 405(6785). P. 425–429.
<https://doi.org/10.1038/35013005>
 114. *Irvine-Fynn T.D.L., Edwards A., Newton S., Langford H., Rassner S.M., Telling J., Anesio A.M., Hodson A.J.* Microbial cell budgets of an Arctic glacier surface quantified using flow cytometry // *Environ. Microbiol.* 2012. V. 14(11). P. 2998–3012.
<https://doi.org/10.1111/j.1462-2920.2012.02876.x>
 115. *Irvine-Fynn T.D., Edwards A.* A frozen asset: the potential of flow cytometry in constraining the glacial biome // *Cytometry part A*. 2014. V. 85(1). P. 3–7.
 116. *Irvine-Fynn T.D., Bridge J.W., Hodson A.J.* In situ quantification of supraglacial cryoconite morphodynamics using time-lapse imaging: an example from Svalbard // *J. Glaciol.* 2011. V. 57(204). P. 651–657.
<https://doi.org/10.3189/002214311797409695>
 117. *IUSS Working Group WRB.* 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*. 2015. V. 106. FAO, Rome.
 118. *Kabala C., Zarat J.* Recent, relic and buried soils in the forefield of Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen // *Pol. Polar Res.* 2009. V. 30(2). P. 161–178.
 119. *Kaczmarek Ł., Jakubowska N., Celewicz-Gołdyn S., Zawierucha K.* The microorganisms of cryoconite holes (algae, Archaea, bacteria, cyanobacteria, fungi, and Protista): a review // *Polar Rec.* 2016. V. 52(2). P. 176–203.
<https://doi.org/10.1017/S0032247415000637>
 120. *Kastovska K., Elster J., Stibal M., Santruckova H.* Microbial assemblages in soil microbial succession after glacial retreat in Svalbard (High Arctic) // *Microb. Ecol.* 2005. V. 50. P. 396–407.
<https://doi.org/10.1007/s00248-005-0246-4>
 121. *Kellerman A.M., Vonk J., McColaugh S., Podgorski D.C., van Winden E., Hawkings J.R., Johnston S.E., Huma-yun M., Spencer R.G.* Molecular signatures of glacial dissolved organic matter from Svalbard and Greenland // *Global Biogeochem. Cycles*. 2021. V. 35(3). P. e2020GB006709.
<https://doi.org/10.1029/2020GB006709>
 122. *Khan A.L., Dierssen H.M., Scambos T.A., Höfer J., Cordero R.R.* Spectral characterization, radiative forcing and pigment content of coastal Antarctic snow algae: Approaches to spectrally discriminate red and green communities and their impact on snowmelt // *Cryosphere*. 2021. V. 15. P. 133–148.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-133-2021>
 123. *Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyayeva V.* Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // *Reg. Environ. Change* 2019. V. 19. P. 1229–1247.
<https://doi.org/10.1007/s10113-018-1446-z>
 124. *Kirschvink J.L.* Late Proterozoic low-latitude global glaciation / *The snowball Earth*. 1992. P. 51–52.
 125. *Knoll A.H.* The early evolution of eukaryotes: a geological perspective // *Science*. 1992. V. 256(5057). P. 622–627.
<https://doi.org/10.1126/science.1585174>
 126. *Knoll A.H.* Paleobiological perspectives on early eukaryotic evolution // *Cold Spring Harb. Perspect. Biol.* 2014. V. 6(1). P. a016121.
<https://doi.org/10.1101/cshperspect.a016121>
 127. *Kushnov I., Abakumov E., Tembotov R., Nizamutdinov T.* Migration of organic carbon and trace elements in the system glacier-soil in the Central Caucasus alpine environment // *J. Mt. Sci.* 2022. V. 19(12). P. 3458–3474.
<https://doi.org/10.1007/s11629-022-7589-x>
 128. *Kushnov I., Abakumov E., Tembotov R., Polyakov V.* Geochemistry of cryoconite and soils in the Central Caucasus region and its environmental implications // *J. Mt. Sci.* 2021. V. 18(12). P. 3109–3124.
<https://doi.org/10.1007/s11629-021-6945-6>
 129. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // *Front. Earth Sci.* 2019. P. 153.
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
 130. *Kutuzov S., Legrand M., Preunkert S., Ginot P., Mikhailenko V., Shukurov K., Poliukhov A., Toropov P.* History of desert dust deposition recorded in the Elbrus ice core // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. P. 1–26.
<https://doi.org/10.5194/acp-2019-411>

131. Kutuzov S., Shahgedanova M., Krupskaya V., Goryachkin S. Optical, Geochemical and Mineralogical Characteristics of Light-Absorbing Impurities Deposited on Djankuat Glacier in the Caucasus Mountains // *Water*. 2021. V. 13. P. 2993. <https://doi.org/10.3390/w13212993>
132. Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhalevskiy V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S. High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 1481–1498. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1481-2013>
133. Kuzyakov Y. Priming effects: interactions between living and dead organic matter // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42(9). P. 1363–1371. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.04.003>
134. Lamarche-Gagnon G., Wadham J.L., Lollar B.S., Arndt S., Fietzek P., Beaton A.D., Tedstone A.J., Telling J., Bagshaw E.A., Hawkings J.R., Kohler T.J., Zarsky J.D., Mowlem M.C., Anesio A.M., Stibal G.M., Lamarche-Gagnon J.L., Wadham B.S., Lollar et al. Greenland melt drives continuous export of methane from the ice-sheet bed // *Nature*. 2019. V. 565. P. 73–77. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0800-0>
135. Langford H., Hodson A., Banwart S. Using FTIR spectroscopy to characterise the soil mineralogy and geochemistry of cryoconite from Aldegondabreen glacier, Svalbard // *Appl. Geochem.* 2011. V. 26. P. S206–S209. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.03.105>
136. Langford H., Hodson A., Banwart S., Bøggild C. The microstructure and biogeochemistry of Arctic cryoconite granules // *Ann. Glaciol.* 2010. V. 51(56). P. 87–94. <https://doi.org/10.3189/172756411795932083>
137. Langford H.J., Irvine-Fynn T.D.L., Edwards A., Banwart S.A., Hodson A.J. A spatial investigation of the environmental controls over cryoconite aggregation on Longyearbreen glacier, Svalbard // *Biogeosciences*. 2014. V. 11(19). P. 5365–5380. <https://doi.org/10.5194/bg-11-5365-2014>
138. Legrand M., McConnell J., Fischer H., Wolff E.W., Preunkert S., Arienzo M., Chellman N., Leuenberger D., Maselli O., Place P., Sigl M., Schüpbach S., Flannigan M. Boreal fire records in Northern Hemisphere ice cores: a review // *Clim. Past*. 2016. V. 12(10). P. 2033–2059. <https://doi.org/10.5194/cp-12-2033-2016>
139. Li Z.X., Evans D.A.D., Halverson G.P. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland // *Sediment. Geol.* 2013. V. 294. P. 219–232. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.016>
140. Li Q., Kang S., Wang N., Li Y., Li X., Dong Z., Chen P. Composition and sources of polycyclic aromatic hydrocarbons in cryoconites of the Tibetan Plateau glaciers // *Sci. Total Environ.* 2017. V. 574. P. 991–999. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.159>
141. Li X., Ding Y., Xu J., He X., Han T., Kang S., Wu Q., Mika S., Yu Z., Li Q. Importance of mountain glaciers as a source of dissolved organic carbon // *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2018. V. 123(9). P. 2123–2134. <https://doi.org/10.1029/2017JF004333>
142. Li Y., Kang S., Chen J., Hu Z., Wang K., Paudyal R., Liu J., Wang X., Qin X., Sillanpää M. Black carbon in a glacier and snow cover on the northeastern Tibetan Plateau: Concentrations, radiative forcing and potential source from local topsoil // *Sci. Total Environ.* 2019. V. 686. P. 1030–1038. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.469>
143. Łokas E., Zaborska A., Količka M., Różycki M., Zawierucha K. Accumulation of atmospheric radionuclides and heavy metals in cryoconite holes on an Arctic glacier // *Chemosphere*. 2016. V. 160. P. 162–172. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2016.06.051>
144. Łokas E., Zawierucha K., Cwanek A., Szufa K., Gaca P., Mietelski J.W., Tomankiewicz E. The sources of high airborne radioactivity in cryoconite holes from the Caucasus (Georgia) // *Sci. Rep.* 2018. V. 8(1). P. 10802. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-29076-4>
145. Lutz S., Ziolkowski L.A., Benning L.G. The Biodiversity and Geochemistry of Cryoconite Holes in Queen Maud Land, East Antarctica // *Microorganisms*. 2019. V. 7(6). P. 1–16. <https://doi.org/10.3390/microorganisms7060160>
146. Lutz S., Anesio A.M., Edwards A., Benning L.G. Linking microbial diversity and functionality of arctic glacial surface habitats // *Environ. Microbiol.* 2017. V. 19(2). P. 551–565. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.13494>
147. Makowska N., Zawierucha K., Nadobna P., Piątek-Bajan K., Krajewska A., Szwedek J., Iwasieczko P., Mokracka J., Koczura R. Occurrence of integrons and antibiotic resistance genes in cryoconite and ice of Svalbard, Greenland, and the Caucasus glaciers // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 716. P. 137022.
148. Makowska-Zawierucha N., Mokracka J., Małeczka M., Balazy P., Chełchowski M., Ignatiuk D., Zawierucha K. Quantification of class 1 integrons and characterization of the associated gene cassettes in the high Arctic—Interplay of humans and glaciers in shaping the aquatic resistome // *Ecol. Indic.* 2022. V. 145. P. 109633.
149. Margesin R., Fell J.W. *Mrakiella* cryoconite gen. nov., sp. nov., a psychrophilic, anamorphic, basidiomycetous yeast from alpine and arctic habitats // *Int. J. Syst. Evol. Microbiol.* 2008. V. 58. P. 2977–2982. <https://doi.org/10.1099/ijs.0.2008/000836-0>
150. McCrimmon D.O., Bizimis M., Holland A., Ziolkowski L.A. Supraglacial microbes use young carbon and not aged cryoconite carbon // *Org. Geochem.* 2018. V. 118. P. 63–72. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2017.12.002>
151. Mergelov N.S., Zazovskaya E.P., Goryachkin S.V. Exploring principles of aggregation between organic and mineral phases on ice: insights from cryoconite granules of two mountain glaciers / Biogenic – abiogenic interactions in natural and anthropogenic systems.

- VII International Symposium. Saint Petersburg: Skiffa-print. 2022. P. 17–18.
152. *Mieczan T., Tarkowska-Kukuryk M., Górniak D., Świątecki A., Zdanowski M., Adamczuk M.* Vertical microzonation of ciliates in cryoconite holes in Ecology Glacier, King George Island // *Pol. Polar Res.* 2013. V. 2. P. 201–212.
 153. *Miroshnikov A., Flint M., Asadulin E., Aliev R., Shiryayev A., Kudikov A., Khvostikov V.* Radioecological and geochemical peculiarities of cryoconite on Novaya Zemlya glaciers // *Sci. Rep.* 2021. V. 11(1). P. 1–15. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-02601-8>
 154. *Miteva V.* Bacteria in snow and glacier ice / *Psychrophiles: from biodiversity to biotechnology.* 2008. P. 31–50. Springer, Berlin, Heidelberg.
 155. *Müller F., Keeler C.M.* Errors in short-term ablation measurements on melting ice surfaces // *J. Glaciol.* 1969. V. 8(52). P. 91–105.
 156. *Murakami T., Segawa T., Bodington D., Dial R., Takeuchi N., Kohshima S., Hongoh Y.* Census of bacterial microbiota associated with the glacier ice worm *Mesenchytraeus solifugus* // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2015. V. 91(3). P. fiv003. <https://doi.org/10.1093/femsec/fiv003>
 157. *Musilova M., Tranter M., Wadham J., Telling J., Tedstone A., Anesio A.M.* 2017. Microbially driven export of labile organic carbon from the Greenland ice sheet // *Nat. Geosci.* V. 10(5). P. 360–365.
 158. *Naegeli K., Damm A., Huss M., Wulf H., Schaepman M., Hoelzle M.* Cross-Comparison of Albedo Products for Glacier Surfaces Derived from Airborne and Satellite (Sentinel-2 and Landsat 8) Optical Data // *Remote Sens.* 2017. V. 9. P. 110. <https://doi.org/10.3390/rs9020110>
 159. *Naegeli K., Huss M., Hoelzle M.* Change detection of bare-ice albedo in the Swiss Alps // *Cryosphere* 2019. V. 13. P. 397–412. <https://doi.org/10.5194/tc-13-397-2019>
 160. *Nagatsuka N., Takeuchi N., Nakano T., Kokado E., Li Z.* Sr, Nd and Pb stable isotopes of surface dust on Ürümqi glacier No. 1 in western China // *Ann. Glaciol.* 2010. V. 51(56). P. 95–105. <https://doi.org/10.3189/172756411795931895>
 161. *Nansen F.* The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896: Scientific Results. Longmans, Green and Co, London. 1906.
 162. *Nizamutdinov T., Mavlyudov B., Polyakov V., Abakumov E.* Sediments from cryoconite holes and dirt cones on the surface of Svalbard glaciers: main chemical and physicochemical properties // *Acta Geochimica.* 2023. V. 42(2). P. 346–359. <https://doi.org/10.1007/s11631-022-00586-3>
 163. *Nordenskiöld A.E.* Account of an expedition to Greenland in the year 1870 // *Geol. Mag.* 1870. V. 9(98). P. 355–368.
 164. *Nordenskiöld A.E.* Cryoconite found 1870, July 19th–25th, on the inland ice, east of Auleitsvik Fjord, Disco Bay Greenland // *Geol. Mag., Decade.* 1875. V. 2(2). P. 157–162.
 165. *Pain A.J., Jonathan B. Martin, Ellen E. Martin, Rennermalm Å.K., Shaily Rahman.* Heterogeneous CO₂ and CH₄ content of glacial meltwater from the Greenland Ice Sheet and implications for subglacial carbon processes // *The Cryosphere.* 2021. V. 15. P. 1627–1644. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1627-2021>
 166. *Painter T.H., Barrett A.P., Landry C.C., Neff J., Cassidy M.P., Lawrence C., McBride K.E., Farmer G.L.* Impact of disturbed desert soils on duration of mountain snow cover // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. P. L12502. <https://doi.org/10.1029/2007GL030284>
 167. *Park C., Takeuchi N.* Unmasking photogranulation in decreasing glacial albedo and net autotrophic wastewater treatment // *Environ. Microbiol.* 2021. V. 23(11). P. 6391–6404. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.15780>
 168. *Pautler B.G., Dubnick A., Sharp M.J., Simpson A.J., Simpson M.J.* Comparison of cryoconite organic matter composition from Arctic and Antarctic glaciers at the molecular-level // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. V. 104. P. 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.11.029>
 169. *Perini L., Gostinčar C., Anesio A.M., Williamson C., Tranter M., Gunde-Cimerman N.* Darkening of the Greenland ice sheet: Fungal abundance and diversity are associated 1246 with algal bloom // *Front. Microbiol.* 2019. V. 10. P. 557. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2019.00557>
 170. *Pey J., Revuelto J., Moreno N., Alonso-González E., Bartolomé M., Reyes J., Gascoin S., López-Moreno J.I.* Snow impurities in the central Pyrenees: from their geochemical and mineralogical composition towards their impacts on snow Albedo // *Atmosphere.* 2020. V. 11. P. 937. <https://doi.org/10.3390/atmos11090937>
 171. *Pi K., Bierozza M., Brouckov A., Chen W., Dufour L.J., Gongalsky K.B., ... Van Cappellen P.* The cold region critical zone in transition: Responses to climate warming and land use change // *Annu. Rev. Environ. Resour.* 2021. V. 46. P. 111–134. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012220-125703>
 172. *Pittino F., Maglio M., Gandolfi I., Azzoni R.S., Diolaiuti G., Ambrosini R., Franzetti A.* Bacterial communities of cryoconite holes of a temperate alpine glacier show both seasonal trends and year-to-year variability // *Ann. Glaciol.* 2018. V. 59(77). P. 1–9. <https://doi.org/10.1017/aog.2018.16>
 173. *Polyakov V., Abakumov E., Mavlyudov B.* Black Carbon as a Source of Trace Elements and Nutrients in Ice Sheet of King George Island, Antarctica // *Geosciences.* 2020. V. 10(11). P. 465. <https://doi.org/10.3390/geosciences10110465>
 174. *Polyakov V.I., Abakumov E.V., Tembotov R.Kh.* Black carbon as a factor in deglaciation in polar and moun-

- tain ecosystems: A Review // Bulletin of Tomsk State University. Biology. 2020. V. 52. P. 6–33. (in Russian)
175. Polyakov V., Zazovskaya E., Abakumov E. Molecular composition of humic substances isolated from selected soils and cryconite of the Grønfjorden area, Spitsbergen // Pol. Polar Res. 2019. V. 40(2). P. 105–120. <https://doi.org/10.24425/ppr.2019.128369>
 176. Poniecka E.A., Bagshaw E.A., Tranter M., Sass H., Williamson C.J., Anesio A.M., Team B.A.B. Rapid development of anoxic niches in supraglacial ecosystems // Arct. Antarct. Alp. Res. 2018. V. 50(1). P. S100015. <https://doi.org/10.1080/15230430.2017.1420859>
 177. Porter P.R., Evans A.J., Hodson A.J., Lowe A.T., Crabtree M.D. Sediment–moss interactions on a temperate glacier: Falljökull, Iceland // Ann. Glaciol. 2008. V. 48. P. 25–31. <https://doi.org/10.3189/172756408784700734>
 178. Price P.B. Microbial life in glacial ice and implications for a cold origin of life // FEMS Microbiol. Ecol. 2007. V. 59(2). P. 217–231. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2006.00234.x>
 179. Procházková L., Leya T., Křížková H., Nedbalová L. *Sanguina nivaloides* and *Sanguina aurantia* gen. et spp. nov. (Chlorophyta): the taxonomy, phylogeny, biogeography and ecology of two newly recognised algae causing red and orange snow // FEMS Microbiol. Ecol. 2019. V. 95(6). P. fiz064. <https://doi.org/10.1093/femsec/fiz064>
 180. Rabassa J., Rubulis S., Suarez J. Moraine in-transit as parent material for soil development and the growth of Valdivian rain forest on moving ice: Casa Pangue glacier, mount Tronador (lat. 41°10'S), Chile // Ann. Glaciol. 1981. V. 2. P. 97–102. <https://doi.org/10.3189/172756481794352342>
 181. Raymond P.A. The composition and transport of organic carbon in rainfall: Insights from the natural (¹³C and ¹⁴C) isotopes of carbon // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. P. L14402. <https://doi.org/10.1029/2005GL022879>
 182. Remias D., Lütz-Meindl U., Lütz C. Photosynthesis, pigments and ultrastructure of the alpine snow alga *Chlamydomonas nivalis* // Eur. J. Phycol. 2005. V. 40(3). P. 259–268. <https://doi.org/10.1080/09670260500202148>
 183. Remias D., Schwaiger S., Aigner S., Leya T., Stuppner H., Lütz C. Characterization of an UV- and VIS-absorbing, purpurogallin-derived secondary pigment new to algae and highly abundant in *M. esotaenium berggrenii* (Zygnematophyceae, Chlorophyta), an extremophyte living on glaciers // FEMS Microbiol. Ecol. 2012. V. 79(3). P. 638–648. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2011.01245.x>
 184. Remias D., Wastian H., Lütz C., Leya T. Insights into the biology and phylogeny of *Chloromonas polyptera* (Chlorophyta), an alga causing orange snow in Maritime Antarctica // Antarct. Sci. 2013. V. 25. P. 648–656. <https://doi.org/10.1017/S0954102013000060>
 185. Ren Z., Martyniuk N., Oleksy I.A., Swain A., Hotaling S. Ecological stoichiometry of the mountain cryosphere // Front. Ecol. Evol. 2019. V. 7. P. 360. <https://doi.org/10.3389/fevo.2019.00360>
 186. Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A. A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations // Geology. 2015. V. 43(5). P. 459–462. <https://doi.org/10.1130/G36511.1>
 187. Rozwalak P., Podkowa P., Buda J., Niedzielski P., Kawecki S., Ambrosini R., ... Zawierucha K. Cryoconite—From minerals and organic matter to bioengineered sediments on glacier's surfaces // Sci. Total Environ. 2022. V. 807. P. 150874. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150874>
 188. Rubino M., D'Onofrio A., Seki O., Bendle J.A. Ice-core records of biomass burning // Anthr. Rev. 2016. V. 3(2). P. 140–162. <https://doi.org/10.1177/2053019615605117>
 189. Ryu J.S., Jacobson A.D. CO₂ evasion from the Greenland Ice Sheet: a new carbon–climate feedback // Chemical Geol. 2012. V. 320–321. P. 80–95. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.024>
 190. Sajjad W., Din G., Rafiq M., Iqbal A., Khan S., Zada S., Ali B., Kang S. Pigment production by cold-adapted bacteria and fungi: colorful tale of cryosphere with wide range applications // Extremophiles. 2020. V. 24. P. 447–473. <https://doi.org/10.1007/s00792-020-01180-2>
 191. Samui G., Antony R., Thamban M. Chemical characteristics of hydrologically distinct cryoconite holes in coastal Antarctica // Ann. Glaciol. 2018. V. 59(77). P. 69–76. <https://doi.org/10.1017/aog.2018.30>
 192. Samui G., Antony R., Thamban M. Fate of dissolved organic carbon in Antarctic Surface Environments during Summer // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2020. V. 125(12). P. e2020JG005958.
 193. Sanborn P. Soil formation on supraglacial tephra deposits, Klutlan Glacier, Yukon Territory // Can. J. Soil Sci. 2010. V. 90. P. 611–618. <https://cdnsicencepub.com/doi/10.4141/cjss10042>
 194. Scarrow J.W., Balks M.R., Almond P.C. Three soil chronosequences in recessional glacial deposits near the polar plateau, in the Central Transantarctic Mountains, Antarctica // Antarct. Sci. 2014. V. 26(5). P. 573–583. <https://doi.org/10.1017/S0954102014000078>
 195. Scherler D., Wulf H., Gorelick N. Global assessment of supraglacial debris-cover extents. Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45(21). P. 11–798. <https://doi.org/10.1029/2018GL080158>
 196. Schulze-Makuch D., Grinspoon D.H. Biologically enhanced energy and carbon cycling on Titan? // Astrobiology. 2005. V. 5(4). P. 560–567. <https://doi.org/10.1089/ast.2005.5.560>
 197. Segawa T., Takeuchi N., Mori H., Rathnayake R.M., Li Z., Akiyoshi A., Satoh H., Ishii S. Redox stratification within cryoconite granules influences the nitrogen cy-

- cle on glaciers // FEMS Microbiol. Ecol. 2020. V. 96(11). P. f1aa199.
<https://doi.org/10.1093/femsec/f1aa199>
198. *Shain D.H., Halldórsdóttir K., Pálsson F., Aðalgeirsdóttir G., Gunnarsson A., Jónsson P., et al.* Colonization of maritime glacier ice by bdelloid Rotifera // Mol. Phylogenet. Evol. 2016. V. 98. P. 280–287.
<https://doi.org/10.1016/j.ympev.2016.02.020>
 199. *Singer G.A., Fasching C., Wilhelm L., Niggemann J., Steier P., Dittmar T., Battin T.J.* Biogeochemically diverse organic matter in Alpine glaciers and its downstream fate // Nat. Geosci. 2012. V. 5(10). P. 710–714.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1581>
 200. *Singh P., Singh S.M.* Characterisation of yeasts and filamentous fungi isolated from cryoconite holes of Svalbard, Arctic // Polar Biol. 2012. V. 35. P. 575–583.
<https://doi.org/10.1007/s00300-011-1103-1>
 201. *Smirnova M., Miamin U., Kohler A., Valentovich L., Akhremchuk A., Sidarenka A., Dolgikh A., Shapaval V.* Isolation and characterization of fast-growing green snow bacteria from coastal East Antarctica // Microbiology Open. 2021. V. 10(1). P. e1152.
<https://doi.org/10.1002/mbo3.1152>
 202. *Smith C.A.S., Fox C.A., Hargrave A.E.* Development of soil structure in some turbid cryosols in the Canadian low Arctic // Can. J. Soil Sci. 1991. V. 71(1). P. 11–29.
<https://doi.org/10.4141/cjss91-002>
 203. *Smith H.J., Schmit A., Foster R., Littman S., Kuypers M.M., Foreman C.M.* Biofilms on glacial surfaces: hotspots for biological activity // Biofilms and Microbiomes. 2016. V. 2(1). P. 1–4.
<https://doi.org/10.1038/npjbiofilms.2016.8>
 204. *Sodemann H., Palmer A.S., Schwierz C., Schwikowski M., Wernli H.* The transport history of two Saharan dust events archived in an Alpine ice core // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2006. V. 6. P. 667–688.
<https://doi.org/10.5194/acp-6-667-2006>
 205. *Sommers P., Darcy J.L., Porazinska D.L., Gendron E., Fountain A.G., Zamora F., et al.* Comparison of microbial communities in the sediments and water columns of frozen cryoconite holes in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // Front. Microbiol. 2019. V. 10. P. 65.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2019.00065>
 206. *Sommers P., Fontenele R.S., Kringen T., Kraberger S., Porazinska D.L., Darcy J.L., Vincent K., Cawley K.M., Solon A.J., Vimercati L., Varsani J.R.A.* Single-stranded DNA viruses in antarctic cryoconite holes // Viruses. 2019. V. 11(11). P. 1022.
<https://doi.org/10.3390/v11111022>
 207. *Stal L.J.* Cyanobacterial mats and stromatolites / Ecology of Cyanobacteria II: Their Diversity in Space and Time, B.A. Whitton. 2012. P. 65–125. Netherlands: Springer.
 208. *Stefánsson H., Peternell M., Konrad-Schmolke M., Hannesdóttir H., Ashjörnsson E.J., Sturkell E.* Microplastics in glaciers: first results from the Vatnajökull ice cap // Sustainability. 2021. V. 13(8). P. 4183.
<https://doi.org/10.3390/su13084183>
 209. *Stephens F.R.* A forest ecosystem on a glacier in Alaska / Arctic. 1969. V. 22. P. 441–444.
 210. *Stibal M., Lawson E.C., Lis G.P. et al.* Organic matter content and quality in supraglacial debris across the ablation zone of the Greenland ice sheet // Ann. Glaciol. 2010. V. 51(56). P. 1–8.
<https://doi.org/10.3189/172756411795931958>
 211. *Stibal M., Sabacka M., Kastova K.* Microbial communities on glacier surfaces in Svalbard: impact of physical and chemical properties on abundance and structure of cyanobacteria and algae // Microb. Ecol. 2006. V. 52(4). P. 644–654.
<https://doi.org/10.1007/s00248-006-9083-3>
 212. *Stibal M., Jon T., Cook J., Mak K.M., Hodson A., Ane-sio A.M.* Environmental Controls on Microbial Abundance and Activity on the Greenland Ice Sheet: A Multivariate Analysis Approach // Microb. Ecol. 2012. V. 63. P. 74–84.
<https://doi.org/10.1007/s00248-011-9935-3>
 213. *Stibal M., Šabacká M., Žárský J.* Biological processes on glacier and ice sheet surfaces // Nat Geosci. 2012. V. 5(11). P. 771–774.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1611>
 214. *Stibal M., Box J.E., Cameron K.A., Langen P.L., Yallop M.L., Mottram R.H., Khan A.L., Molotch N.P., Chrismas N.A.M., Quaglia F.C., Remias D., Smeets C.J.P.P., van den Broeke M.R., Ryan J.C., Hubbard A., Tranter M., van As D., Ahlström A.P.* Algae Drive Enhanced Darkening of Bare Ice on the Greenland Ice Sheet // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44(11). P. 463–471.
<https://doi.org/10.1002/2017GL075958>
 215. *Stubbins A., Hood E., Raymond P.A., Aiken G.R., Sleighter R.L., Hernes P.J., Butman D., Hatcher P.G., Striegl R.G., Schuster P., Abdulla H.A.N., Vermilyea A.W., Scott D.T., Spencer R.G.* Anthropogenic aerosols as a source of ancient dissolved organic matter in glaciers // Nat. Geosci. 2012. V. 5(3). P. 198–201.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1403Spencer>
 216. *Takeuchi N., Kohshima S., Seko K.* Structure, formation, darkening process of albedo reducing material (cryoconite) on a Himalayan glacier: a granular algal mat growing on the glacier // Arct. Antarct. Alp. 2001. V. 33. P. 115–122.
<https://doi.org/10.1080/15230430.2001.12003413>
 217. *Takeuchi N., Kohshima S., Goto-Azuma K., Koerner R.M.* Biological characteristics of dark colored material (cryoconite) on Canadian Arctic glaciers (Devon and Penny ice caps) // Memoirs of National Institute of Polar Research. Special issue. 2001. V. 54. P. 495–505.
 218. *Takeuchi N.* Optical characteristics of cryoconite (surface dust) on glaciers: the relationship between light absorbency and the property of organic matter contained in the cryoconite // Ann. Glaciol. 2002. V. 34. P. 409–414.
 219. *Takeuchi N.* Surface albedo and characteristics of cryoconite on an Alaska glacier (Gulkana Glacier in the Alaska Range) // Bulletin of Glaciological Research. 2002. V. 19. P. 63–70.

220. *Takeuchi N., Nagatsuka N., Uetake J.*, Spatial variations in impurities (cryoconite) on glaciers in north-west Greenland // *Bulletin of Glaciological Research*. 2014. V. 32. P. 85–94.
<https://doi.org/10.5331/bgr.32.85>
221. *Takeuchi N., Nishiyama H., Li Z.* Structure and formation process of cryoconite granules on Urumqi glacier No.1, Tien Shan, China // *Ann. Glaciol.* 2010. V. 51(56). P. 9–14.
<https://doi.org/10.3189/172756411795932010>
222. *Takeuchi N., Li Z.* Characteristics of surface dust on Urumqi Glacier No.1 in the Tien Shan Mountains, China // *Arct. Antarct. Alp.* 2008. V. 40(4). P. 744–750.
[https://doi.org/10.1657/1523-0430\(07-094\)](https://doi.org/10.1657/1523-0430(07-094))
223. *Takeuchi N.* Temporal and spatial variations in spectral reflectance and characteristics of surface dust on Gulkana Glacier, Alaska Range // *J. Glaciol.* 2009. V. 55. P. 701–709,
<https://doi.org/10.3189/002214309789470914>
224. *Takeuchi N., Fujisawa Y., Kadota T., Tanaka S., Miyairi M., Shirakawa T., Kusaka R., Fedorov A.N., Konstantinov P., Ohata T.* The effect of impurities on the surface melt of a glacier in the Suntar-Khayata mountain range, Russian Siberia // *Front. Earth Sci.* 2015. V. 3. P. 82.
<https://doi.org/10.3389/feart.2015.00082>
225. *Takeuchi N., Uetake J., Fujita K., Aizen V.B., Nikitin S.D.* A snow algal community on Akkem glacier in the Russian Altai mountains // *Ann. Glaciol.* 2006. V. 43. P. 378–384.
<https://doi.org/10.3189/172756406781812113>
226. *Tanaka S., Takeuchi N., Miyairi M., Fujisawa Y., Kadota T., Shirakawa T., Kusaka R., Takahashi S., Enomoto H., Ohata T., Yabuki H., Konya K., Konstantinov A.F.* Snow algal communities on glaciers in the Suntar-Khayata Mountain Range in eastern Siberia, Russia // *Polar Sci.* 2016. V. 10(3). P. 227–238.
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2016.03.004>
227. *Tedesco M., Foreman C.M., Anton J. et al.* Comparative analysis of morphological, mineralogical and spectral properties of cryoconite in Jakobshavn Isbrae, Greenland, and Canada Glacier, Antarctica // *Ann. Glaciol.* 2013. V. 54(63). P. 147–157.
<https://doi.org/10.3189/2013AoG63A417>
228. *Thevenon F., Chiaradia M., Adatte T., Hueglin C., Poté J.* Characterization of Modern and Fossil Mineral Dust Transported to High Altitude in the Western Alps: Saharan Sources and Transport Patterns // *Adv. Meteorol.* 2012. P. 674385.
<https://doi.org/10.1155/2012/674385>
229. *Thomazini A., Mendonça E.S., Teixeira D.B., Almeida I.C.C., La Scala N., Jr., Canellas L.P., Spokas K.A., Milori D.M.B.P., Turbay C.V.G., Fernandes R.B.A., Schaefer C.E.G.R.* CO₂ and N₂O emissions in a soil chronosequence at a glacier retreat zone in Maritime Antarctica // *Sci. Total Environ.* V. 521–522. 2015. P. 336–345.
230. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The greater Caucasus glacier inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // *The Cryosphere*. 2018. V. 12(1). P. 81–94.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018>
231. *Tranter M., Bagshaw E.A., Fountain A.G., Foreman C.M.* The biogeochemistry and hydrology of McMurdo Dry Valley glaciers: Is there life on Martian ice now? // *Life in Antarctic Deserts and Other Cold, Dry Environments / Astrobiological Analogues / Ed. Doran P.T.* Cambridge: Cambridge University Press. 2010. P. 195–220.
232. *Tranter M., Fountain A.G., Fritsen C.H., Lyons B.W., Prisco J.C., Statham P.J., Welch K.A.* Extreme hydrochemical conditions in natural microcosms entombed within Antarctic ice // *Hydrol. Process.* 2004. V. 18(2). P. 379–387.
<https://doi.org/10.1002/hyp.5217>
233. *Trindade R.I., Macouin M.* Palaeolatitude of glacial deposits and palaeogeography of Neoproterozoic ice ages // *Comptes Rendus Geoscience*. 2007. V. 339(3–4). P. 200–211.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.02.006>
234. *Uetake J., Tanaka S., Hara K., Tanabe Y., Samyn D., Motoyama H., Imura S., Kohshima S.* Novel biogenic aggregation of moss gemmae on a disappearing African glacier // *PLoS One*. 2014. V. 9(11). P. e112510.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0112510>
235. *Uetake J., Tanaka S., Segawa T., Takeuchi N., Nagatsuka N., Motoyama H., Aoki T.* Microbial community variation in cryoconite granules on Qaanaaq Glacier, NW Greenland // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2016. V. 92(9). P. fiw127.
<https://doi.org/10.1093/femsec/fiw127>
236. *Van Vliet-Lanoë B.* Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy // *Catena*. 1998. V. 34(1–2). P. 157–183.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00087-3)
237. *Van Vliet-Lanoë B.* Frost effects in soils // *Soils and Quaternary Landscape Evolution / Ed. Boardman J.* Wiley, Chichester. 1985. P. 117–158.
238. *Wadham J.L., Hawkings J.R., Tarasov L., Gregoire L.J., Spencer R.G.M., Gutjahr M., Ridgwell A., Kohfeld K.E.* Ice sheets matter for the global carbon cycle // *Nat. Commun.* 2019. V. 10. P. 3567.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-11394-4>
239. *Wang J., Haidong H., Shiqiang Z.* Carbon dioxide flux in the ablation area of Koxkar glacier, western Tien Shan, China // *Ann. Glaciol.* 2014. V. 55(66).
<https://doi.org/10.3189/2014AoG66A060>
240. *Wang P., D'Imperio L., Biersmad E.M., Rannik K., Xuc W., Tiana Q., Ambusc P., Elberling B.* Combined effects of glacial retreat and penguin activity on soil greenhouse gas fluxes on South Georgia, sub-Antarctica // *Sci. Total Environ.* 2019. V. 718. P. 135255.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135255>
241. *Watanabe Y., Martini J.E., Ohmoto H.* Geochemical evidence for terrestrial ecosystems 2.6 billion years ago // *Nature*. 2000. V. 408(6812). P. 574.
<https://doi.org/10.1038/35046052>

242. Wei D., Wang X. Recent climatic changes and wetland expansion turned Tibet into a net CH₄ source // *Clim. Change*. 2017. V. 144. P. 657–670.
<https://doi.org/10.1007/s10584-017-2069-y>
243. Weisleitner K., Perras A.K., Unterberger S.H., Moissl-Eichinger C., Andersen D.T., Sattler B. Cryoconite hole location in East-Antarctic Untersee Oasis shapes physical and biological diversity // *Front. Microbiol.* 2020. V. 11. P. 1165.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2020.01165>
244. Wiscombe J.W., Warren S.G. A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols // *J. Atmos. Sci.* 1980. V. 37. P. 2734–2745.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2)
245. Wouters B., Gardner A.S., Moholdt G. Global glacier mass loss during the GRACE satellite mission (2002–2016) // *Front. Earth Sci.* 2019. V. 7. P. 96.
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00096>
246. Wu G.M., Cong Z.Y., Kang S.C., Kawamura K., Fu P.Q., Zhang Y.L., Wan X., Gao S.-P., Liu B. Brown carbon in the cryosphere: Current knowledge and perspective // *Adv. Clim. Change Res.* 2016. V. 7(1–2). P. 82–89.
<https://doi.org/10.1016/j.accre.2016.06.002>
247. Xu Y., Simpson A.J., Eyles N., Simpson M.J. Sources and molecular composition of cryoconite organic matter from the Athabasca Glacier, Canadian Rocky Mountains // *Org. Geochem.* 2010. V. 41. P. 177–186.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.10.010>
248. Yan J., Wang X., Gong P., Wang C., Cong Z. Review of brown carbon aerosols: Recent progress and perspectives // *Sci. Total Environ.* 2018. V. 634. P. 1475–1485.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.083>
249. Young G.M., Brunn V.V., Gold D.J., Minter W.E.L. Earth's oldest reported glaciation: physical and chemical evidence from the Archean Mozaan Group (~2.9 Ga) of South Africa // *J. Geol.* 1998. V. 106(5). P. 523–538.
<https://doi.org/10.1086/516039>
250. Yue X., Li Z., Zhao J., Fan J., Takeuchi N., Wang L. Variation in Albedo and Its Relationship with Surface Dust at Urumqi Glacier No. 1 in Tien Shan, China // *Front. Earth Sci.* 2020. V. 8. P. 110.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.00110>
251. Zamolodchikov D.G., Karelin D.V. An empirical model of carbon fluxes in Russian tundra // *Glob. Chang. Biol.* 2001. V. 7(2). P. 147–161.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2001.00380.x>
252. Zarsky J.D., Stibal M., Hodson A., Sattler B., Schostag M., Hansen L.H., Jacobsen C.S., Psenner R. Large cryoconite aggregates on a Svalbard glacier support a diverse microbial community including ammonia-oxidising archaea // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. P. 035044.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035044>
253. Žárský J., Žárský V., Hanáček M., Žárský V. Cryogenian glacial habitats as a plant terrestrialisation cradle—the origin of the anydrophytes and Zygnematophyceae split // *Front. Plant Sci.* 2022. V. 12. P. 735020.
<https://doi.org/10.3389/fpls.2021.735020>
254. Zawierucha K., Coulson S., Michalczyk M. Current knowledge of the Tardigrada of Svalbard with the first records of water bears from Nordaustlandet (High Arctic) // *Polar Res.* 2013. V. 32. P. 20886.
<https://doi.org/10.3402/polar.v32i0.20>
255. Zawierucha K., Baccolo G., Di Mauro B., Nawrot A., Szczuciński W., Kalińska E. Micromorphological features of mineral matter from cryoconite holes on Arctic (Svalbard) and alpine (the Alps, the Caucasus) glaciers // *Polar Sci.* 2019. V. 22. P. 100482.
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2019.100482>
256. Zawierucha K., Buda J., Nawro A. Extreme weather event results in the removal of invertebrates from cryoconite holes on an Arctic valley glacier (Longyearbreen, Svalbard) // *Ecol. Res.* 2019. V. 34(3). P. 370–379.
<https://doi.org/10.1111/1440-1703.1276>
257. Zawierucha K., Stec D., Lachowska-Cierlik D., Takeuchi N., Li Z., Michalczyk Ł. High mitochondrial diversity in a new water bear species (Tardigrada: Eutardigrada) from mountain glaciers in central Asia, with the erection of a new genus *Cryoconicus* // *Annales Zoologici*. 2018. V. 68(1). P. 179–201.
<https://doi.org/10.3161/00034541ANZ2018.68.1.007>
258. Zennaro P., Kehrwald N., McConnell J.R., Schüpbach S., Maselli O.J., Marlon J., Vallelonga P., Leuenberger D., Zangrando R., Spolaor A., Borrotti M., Barbaro E., Gambaro A., Barbante C. Fire in ice: two millennia of boreal forest fire history from the Greenland NEEM ice core // *Clim. Past*. 2014. V. 10(5). P. 1905–1924.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-1905-2014>
259. Zhang Y., Kang S., Wei D., Luo X., Wang Z., Gao T. Sink or source? Methane and carbon dioxide emissions from cryoconite holes, subglacial sediments, and proglacial river runoff during intensive glacier melting on the Tibetan Plateau // *Fundam. Res.* 2021. V. 1(3). P. 232–239.
<https://doi.org/10.1016/j.fmre.2021.04.005>
260. Zhang Y., Gao T., Kang S., Allen S., Luo X., Allen D. Microplastics in glaciers of the Tibetan Plateau: Evidence for the long-range transport of microplastics // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 758. P. 143634.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143634>
261. Zhang Y., Gao T., Kang S., Shi H., Mai L., Allen D., Allen S. Current status and future perspectives of microplastic pollution in typical cryospheric regions // *Earth Sci. Rev.* 2022. V. 226. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103924>
262. Zhou Y., Zhou L., He X., Jang K.S., Yao X., Hu Y., Zhang Y., Li X., Spencer R.G.M., Brookes J.D., Jeppesen E. Variability in dissolved organic matter composition and biolability across gradients of glacial coverage and distance from glacial terminus on the Tibetan Plateau // *Environ. Sci. Technol.* 2019. V. 53(21). P. 12207–12217.
<https://doi.org/10.1021/acs.est.9b03348>

Supraglacial Soils and Soil-Like Bodies: Diversity, Genesis, Functioning (Review)

N. S. Mergelov^{1, *}, S. V. Goryachkin¹, E. P. Zazovskaya^{1, 3}, D. V. Karelin¹,
D. A. Nikitin^{1, 2}, and S. S. Kutuzov^{1, 4}

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

²*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

³*Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia, Athens, GA30602 USA*

⁴*Byrd Polar and Climate Research Center, Ohio State University, Columbus, OH43210 USA*

*e-mail: mergelov@igras.ru

In the 21st century, glaciers are perceived as a distinct biome that has taken on special significance in today's world of retreating ice. Here we review the results of recent studies of organomineral formations on glaciers, their diversity, processes, functioning and the role in the biosphere. The question is raised about the possibility of involving supraglacial organomineral formations in the range of objects of soil science. We review the supraglacial zone as an area of soils and soil-like bodies, which biogeochemical processes affect the glacial biome and its surrounding landscapes. Interpretation of supraglacial organomineral formations from a soil scientist point of view revealed the following processes: accumulation and stabilization of organic matter (OM), its heterotrophic transformation, formation of dark-colored humified OM and accumulation of residual solid-phase products of functioning *in situ*, fine earth aggregation, and biochemical weathering. Among supraglacial formations, we distinguish pre-soils and soil-like bodies in ice and snow, metastable soil-like bodies on cryoconite and soils with microprofiles under moss communities on ice, as well as relatively stable soils with macroprofiles on fine-earth-detrital deposits with underlying glaciers and dead ice. Labile water-soluble OM, accumulated and transformed in supraglacial soils and soil-like bodies, has a significant impact on the periglacial zone, leading to the reservoir and priming effects. The studies of supraglacial organomineral systems are of fundamental importance for understanding the evolution of ecosystems on Earth as well as for modeling supraglacial formations of extraterrestrial bodies with a vast cryosphere. Supraglacial soil formation is also a model object for studying common soils under conditions of a constant external input of organic and mineral components, which contribution outside the glaciers is no less significant, but is masked by the poly-mineral substrate of soils and parent rocks.

Keywords: organomineral interactions, pre-soils, cryoconites, periglacial zone, greenhouse gas emissions, radiocarbon

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.44

ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В ДРЕНИРОВАННЫХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИНАХ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

© 2023 г. Д. А. Каверин^a, * (ORCID: 0000-0003-2559-2340), С. В. Денева^a (ORCID: 0000-0002-1813-7799),
А. В. Пастухов^a (ORCID: 0000-0001-9368-9270), С. В. Якубенко^b (ORCID: 0000-0000-0000-0000)

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

^bСыктывкарский государственный университет имени Питирима Сорокина,
Октябрьский пр-т, 55, Сыктывкар, 167001 Россия

*e-mail: dkav@mail.ru

Поступила в редакцию 04.05.2023 г.

После доработки 13.07.2023 г.

Принята к публикации 14.07.2023 г.

Охарактеризованы особенности строения, свойств и температурных режимов почв, функционирующих в двух различных осушенных озерных котловинах Большеземельской тундры. Котловины значительно различаются особенностями ландшафтного развития, составом почвообразующих пород в виде донных отложений и характером почвенно-растительного покрова. В естественно-дренированной котловине, сложенной минеральными (песчаными и глинистыми) донными отложениями, развиты почвы, принадлежащие к отделам глеевые и слаборазвитые, которые характерны для водораздельных ландшафтов региона. Почвы функционируют как мерзлотные экосистемно-модифицированные, частично защищены от протаивания. Профиль почв кислый, ненасыщен основаниями, с умеренным содержанием углерода в минеральных горизонтах. В искусственно-осушенной котловине, покрытой толщей заиленного торфа, сформировались преимущественно торфяные мерзлотные почвы, в том числе уникальные для ландшафтов Большеземельской тундры — торфоземы тундровых луговин. Торфяные мерзлотные почвы котловины являются экосистемно-защищенными, т.е. защищены от протаивания, отличаются высокой зольностью и слабокислой реакцией. Выявлена значительная дифференциация исследуемых параметров почв по котловинам, определяемых составом почвообразующих пород, спецификой развития ландшафтов и проявлениями современных криогенных процессов.

Ключевые слова: осушенные озерные котловины, тундровые почвы, температурные режимы почв, многолетнемерзлые породы

DOI: 10.31857/S0032180X2360083X, **EDN:** DRKEDJ

ВВЕДЕНИЕ

Тундровые термокарстовые озера и дренированные озерные котловины занимают значительные площади в субарктических регионах [27]. Процессы дренирования термокарстовых озерных котловин в криолитозоне происходят непрерывно, что обусловлено действием как ландшафтных, так и климатических факторов [5, 12, 39]. После дренирования в озерных котловинах происходят значительные ландшафтные преобразования, формируются растительный и почвенный покровы, активизируются геоморфологические процессы [31, 34], меняется мерзлотная обстановка [32]. Осушенные термокарстовые котловины постепенно заболачиваются и зарастают кустарниковой растительностью, в них аградируют многолетнемерзлые породы [10, 16]. Формирование растительности и почв происходит в

тесной взаимосвязи с геоморфологическими процессами [24, 37]. Изменение мощности сезонно-талого слоя почв взаимосвязано с пространственной дифференциацией криогенных процессов и механизмом первичных сукцессий [26]. Дренированные термокарстовые котловины содержат значительные запасы почвенного органического вещества в Арктике, исследование которого представляет особый интерес с точки зрения понимания процессов углеродного цикла в условиях климатических изменений [25, 28, 30, 33, 40]. Источником органического вещества служат остатки растений различной степени разложения, которая обычно возрастает с глубиной внутри почвенного профиля [36].

В 1960–1970-е гг. котловины термокарстовых озер искусственно осушали, что было частью советской программы по созданию собственной

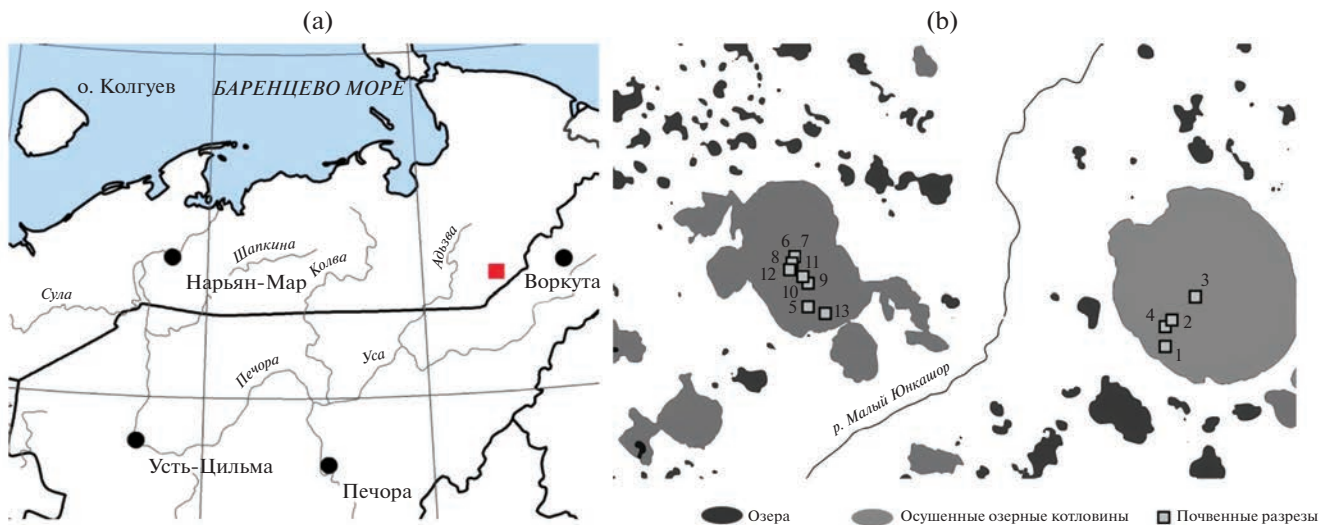


Рис. 1. Географическое положение объектов исследований на уровне: а — региона; б — ландшафта. На карте-схеме а красным прямоугольником обозначен размер таковой б, номера почвенных профилей (разрезов) показаны цифрами.

кормовой базы для крупного рогатого скота в суровых условиях Крайнего Севера [21]. Удобренные и засеянные травами котловины были способны продуцировать высокие укосные урожаи в течение 5–6 лет после их осушения [13]. Однако травянистые сообщества постепенно замещались тундровыми мохово-лишайниковыми и кустарниковыми сообществами, и сельскохозяйственное производство в них прекращалось [22]. В 1970–1980 гг. в рамках данной программы на европейском Севере России было осушено около 40 озер общей площадью 1000 га. Крупнейшим искусственно-осушенным озером стало Опытное, что обусловило его выбор в качестве основного объекта исследований почв. Ранее в контуре осушенного озера Опытное исследовали особенности развития тундровых ландшафтов, формирования структуры почвенного покрова и специфики развития криогенных процессов [6]. Определено, что в первые годы после его осушения произошло охлаждение почвообразующих пород с формированием приповерхностной многолетней мерзлоты [32].

До настоящего времени исследование морфологического строения, физико-химических свойств и температурных режимов почв, сформировавшихся в различных ландшафтных условиях дренированных озерных котловин, остается открытым и требует дальнейших исследований.

Цель работы — определить специфику строения, свойств и температурных режимов почв, сформировавшихся в различных ландшафтных условиях двух дренированных озерных котловин, различающихся по истории развития, составу донных (почвообразующих) пород.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований расположен в пределах Печорской низменности (юго-восток Большеземельской тундры), в Косью-Роговской низменной равнине. Территория характеризуется субарктическим, умеренно-континентальным умеренно-холодным климатом. Среднегодовая температура воздуха составляет -6°C , средняя температура июля $+12^{\circ}\text{C}$, января -20°C . Среднегодовое количество осадков 600–650 мм, из них около 70% выпадает в теплый период. Зимой преобладают ветры юго-восточного и южного направления. Участки исследований локализованы в урочище Пятимбой-Гладь, находящемся в бассейне р. Бол. Роговая (часть речного бассейна Печоры) (рис. 1). Урочище занимает плоскую слабохолмистую равнинную низменность (145–155 м над ур. м.), покрытую преимущественно плоскобугристыми болотами. Формы рельефа представлены буграми пучения, моренными грядами, террасами озер и ручьев. Территория урочища рассечена долинами ручья Малый Юнкошор и его притоков, ложбинами, полосами стока и озерными котловинами. Разрез четвертичных отложений (сверху–вниз) представлен песками (2–10 м), ленточными глинами (10–40 м), валунными суглинками (40–60 м) с прослоями песка и песчано-гравийных отложений [10]. Торфяные отложения мощностью от 0.5 до 2 м сложены осоково-сфагновыми и сфагново-гипновыми мхами с прослоями кустарниковой и древесной растительности.

Растительность водораздельных террас представлена ерничково-багульниково-мохово-лишайниковыми и осоково-сфагновыми сообществами плоскобугристых болот. В долинах ручьев произрастают ель, береза, ива, красная смородина, жи-



Рис. 2. Фото ландшафтов исследуемых осушенных озерных котловин: а – 1; б – 2.

молость и другие. Ерниково-мохово-лишайниковые группировки распространены на дренированных надпойменных и озерных террасах. Многолетнемерзлые породы мощностью до 70 м занимают более 90% территории урочища. Их среднегодовая температура находится в диапазоне 0...–2°C [32]. Заозеренность территории 8–12%, озерные котловины имеют размеры от 25 до 1000 м в диаметре, 90% из них заполнены водой, остальные дренированы.

Исследования проводили в контурах двух дренированных озерных котловин, осушенных естественно (1) и искусственным путем (2) соответственно (рис. 2). Котловина естественно-осушенного озера расположена на водораздельной террасе между ручьями Малый и Большой Юнкашор. Котловина дренировалась в 1920-е гг. (устное сообщение Н.Б. Какунова, гидрогеолога (1970–2000 гг.) государственного предприятия “Полярноуралгеология”). Дренаж котловины осуществлялся после формирования проток, соединяющих ее северо-западную часть с притоком ручья Малый Юнкашор. Котловина имеет круглую форму диаметром 1.2–1.3 км, сильно заболочена и покрыта преимущественно крупноивняково-осоковой растительностью. Дно котловины сложено песками и глинами, многолетнемерзлые породы обнаруживаются только в условиях дренированных бугров.

Котловина искусственно осушенного озера Опытное (2) расположена в 3 км к западу от котловины 1 на водораздельной террасе, примыкающей с запада к ручью Малый Юнкашор. Котловина площадью 1.17 км² имеет вытянутую с севера на юг форму длиной 1.7 и шириной 0.7–1.0 км. Осушение озера проведено в 1979 г. гидрогеологами государственного предприятия “Полярноуралгеология” (г. Воркута). Профиль донных отложе-

ний котловины в разрезе представлен слоем поверхностных торфяно-минеральных отложений мощностью 0.5–1.2 м, песками мощностью 2–6 м, ниже которых залегают глины и несортированные, преимущественно суглинистые, моренные отложения мощностью 10–30 м [10]. В настоящее время более половины площади котловины занято многолетнемерзлыми породами (ММП), глубина сезонного протаивания в почвах варьирует от 0.3 до 0.6 м. В котловине сформировались плоскобугристые торфяники с кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью, тундровые луговины, заболоченные мочажины с осоковыми и ивняковыми сообществами [32].

Полевые исследования почвенного покрова проводили в вегетационные сезоны 2011 и 2014, 2015 и 2017 гг. В пределах обеих котловин под наблюдением находилось тринадцать участков (четыре – в котловине 1 и девять – в котловине 2) (табл. 1). На каждом участке проведено морфологическое описание почвенных разрезов, описание растительности, ландшафтной обстановки и криогенных процессов. В сезонно-талой части профиля произведен отбор образцов почвенных горизонтов, в подстилающих ММП – отбор мерзлых кернов до глубины 1 м. Таксономические названия почв в статье приведены в соответствии с классификацией и диагностикой почв России [11]. Приведена корреляция наименований почв с системой мировой базы почвенных ресурсов [29].

Измерения температуры почв выполняли цифровыми логгерами Onset Hobo U-12-008 с присоединенными к ним четырьмя датчиками, установленными на поверхности почвы и глубинах 20, 50 и 100 см. По одному логгеру установили в двух почвах, наиболее специфичных для каждой из котловин. Объем временной выборки составил 5700 значений для каждой из глубин, где прово-

Таблица 1. Объекты исследований

Номер участка	Элемент ландшафта	Растительность	Почва (подтип; строение профиля; глубина горизонтов, см)	Глубина ММП, см	Криогенные признаки
Котловина 1					
1	Тундры на минеральных буграх	Ерничково-ивняково-кустарничково-лишайниковая	Псаммозем слоистый глееватый (Gleyic Albic Stagnosol Arenic Fluvis): Oao (0–3)–C ₁ (3–26)–C ₂ (26–60)–C ₃ (60–80)	> 100	Бугорковатые и бугристые образования, связанные с процессами пучения. Высота бугров 100 см
2		Ерничково-ивняковая травянисто-лишайниково-моховая	Торфяно-глеезем потечно-гумусовый мерзлотный (Histic Cryosol Siltic Humic): T (0–11)–Bghi (11–20)–G (20–50)–G ₁ (50–60)	50	Высота бугров 50 см
3		Луговины с вейником пурпурным (<i>Calamagrostis purpurea</i>)	Торфяно-глеезем мерзлотный (Histic Cryosol Siltic Humic): O (0–2)–T (2–16)–G ₁ (16–30)–G ₂ (30–45)–G ₁ (45–55)	45	
4		Заболоченные участки	Хвоцево-сабельниковая луговина	Торфяно-глеезем иловато-перегнойный (Histic Gleysol Siltic Humic): Tmr (0–13)–G (13–40)	
Котловина 2					
5	Тундры на торфяных буграх	Кустарничково-мохово-лишайниковая	Торфозем минерально-торфяный мерзлотный (Cryic Sapric Histosol Limnic): PT (0–30)–PT _{1mr} (30–52)–PT _{2mr} (52–60)–TTmr _L (60–75)–G ₁ (75–100)	60	Морозобойное растрескивание. Трещины глубиной до 50 см и шириной 20 см на торфяном бугре высотой 100 см
6		Оголенные пятна на торфяном бугре	Торфозем деструктивный мерзлотный (Cryic Sapric Histosol Turbic Limnic): PTmd (0–5)–PT ₁ (5–20)–PT ₂ (20–50)–Ghi _L (50–65)–G _{1L} (65–80)–G _{2L} (80–95)	50	Признаки криогенного пучения, морозобойное растрескивание. Высота бугров 100 см
7		Пятно, заросшее кустистыми лишайниками и покрытое криптогамными корочками, на торфяном бугре	Торфозем минерально-орфяный мерзлотный (Cryic Sapric Histosol Turbic Limnic): O (0–2)–PTmr (2–17)–PT ₁ (17–32)–PT ₂ (32–51)–PTmr (51–68)–TTmr _L (68–74)	68	

Таблица 1. Окончание

Номер участка	Элемент ландшафта	Растительность	Почва (подтип; строение профиля; глубина горизонтов, см)	Глубина ММП, см	Криогенные признаки
8	Луговины на торфяных буграх	Вейниково-моховая луговина	Торфозем минерально-торфяной гумусово-стратифицированный мерзлотный (Cryic Sapric Histosol Limnic): PT_{1rh} (0–5)– PT_{2rh} (5–30)– PT_{mr} (30–40)– TT_{1mrL} (40–65)– TT_{2mrL} (65–80)– TT_{3mrL} (80–92)– GL (92–105)	40	Приподнятая на 60–70 см поверхность луговины над основной поверхностью дна котловины
9		Вейниково-моховая луговина	Торфозем минерально-торфяной гумусово-стратифицированный мерзлотный (Cryic Sapric Histosol Limnic): PT_{1rh} (0–9)– PT_{2rh} (9–30)– PT_{mr} (30–51)– TT_{mrL} (51–60)	51	
10		Вейниково-моховая луговина	Торфозем минерально-торфяной гумусово-стратифицированный мерзлотный (Cryic Sapric Histosol Limnic): PT_{1rh} (0–3)– PT_{2rh} (3–20)– PT_{1mr} (20–34)– PT_{2mr} (34–45)– TT_{mrL} (45–50)	45	
11	Заболоченные участки	Осоково-моховая мочажина	Перегнойно-глеявая иловато-перегнойная (Cryic Sapric Histosol Limnic): H_{1mr} (0–10)– H_{2mr} (10–30)– H_{3mr} (30–60)– $CGhiL$ (60–70)	60	–
12		Закочкаренная злаково-осоковая мочажина с окнами открытой воды	Перегнойно-глеявая иловато-перегнойная (Cryic Sapric Histosol Limnic): H_{1mr} (0–17)– PT (17–31)– H_{2mr} (31–40)	–	–
13	Пойма ручья в котловине	Ивняково-травянистая	Аллювиальная гумусовая глеевая грубогумусированная (Gleyic Fluvisol Arenic): $AYao$ (0–5)– AY (5–20)– G (20–35)– CG^{++} (35–50)	–	–

дили измерения температуры. Для анализа температурных режимов рассчитаны значения N -факторов, как отношение сумм температур $> 0^\circ\text{C}$ в почве к аналогичным суммам в воздухе за тот же период [35]. Физико-химические анализы проведены в аккредитованной экоаналитической лаборатории Института биологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Водный и солевой pH определены потенциометрически со стеклянным и проточным хлорсеребряным электродами; гидролитическая кислотность — вытеснением NH_4Cl с последующим атомно-абсорбционным определением на Hitachi 180-60, гранулометрический состав — по Качинскому с диспергацией и кипячением в присутствии NaOH ; содержания обменных катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} — методом атомной абсорбции с экстракцией 1 М KCl . Определение гигроскопической влажности проведено с помощью метода просушивания образца при температуре 105°C до постоянной массы (7 ч), потерю при прокаливании — при температуре 550°C . Вычисление общего содержания минеральных веществ в почве (для минеральных горизонтов — прокаленный остаток, для органогенных — зольность) определено по формуле:

$$\text{ПП} = 100 - \text{ППП}, \quad (1)$$

где ПП — прокаленный остаток или зольность, %; ППП — потери при прокаливании [20].

Дендрограмму сходства объектов строили методом взвешенного среднего. В качестве меры различия применяли евклидово расстояние ($E.d.$).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфологическое строение почв. Строение и свойства почв полностью определяются особенностями литологии донных отложений обеих котловин. Гранулометрический состав значительно различается между почвенными профилями (табл. 2). В естественно-осушенной котловине 1 с глинистыми донными отложениями (преобладают мелкопылеватая и илистая фракции) формируются торфяно-глеевые (в том числе мерзлотные). Мощность органогенного горизонта в них варьирует от 10 до 20 см, ниже залегают глеевые глинистые горизонты сизо-бурой окраски с творожистой структурой. На дренированных буграх, сложенных песчано-супесчаными почвообразующими породами, формируются псаммоземы. В морфологическом строении псаммоземов мощность верхнего органогенного горизонта, как правило, не превышает 5 см. Ниже залегает слоистая толща песчаных горизонтов, где тонкие прослойки серой окраски чередуются с сизовато-желтыми слоями со следами сегрегации железа (мелкими охристыми пятнами, примазками, конкрециями).

В котловине 2 с торфяно-минеральными донными отложениями сформировались торфоземы, перегнойно-глеевые и аллювиальные почвы. Плоские торфяные бугры, подстилаемые ММП, занимают около 6% от общей площади котловины. На торфяных буграх под кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью сформировались торфоземы минерально-торфяные мерзлотные, под оголенными торфяными пятнами — торфоземы деструктивные мерзлотные. Торфоземы сложены хорошо разложившимся слоистым заиленным торфом, общая мощность почвенного профиля обычно совпадает с таковой сезонно-талого слоя. Торфяные горизонты подстилаются многолетнемерзлыми оглееными опесчаненными средними суглинками сизой окраски, пропитанными в верхней части подвижным органическим веществом, с массивными криогенными текстурами. В котловине 2 широко распространены тундровые луговины [32], где функционируют торфоземы мерзлотные минерально-торфяные с гумусово-стратифицированным горизонтом в верхней части и травянисто-моховым очесом на поверхности. Присутствие гумусово-стратифицированных горизонтов объясняется накоплением илистого материала в торфяно-минеральных отложениях в период нахождения их под водой (до 1979 г.). Торфяные горизонты подобны таковым торфоземам на буграх.

На заболоченных участках, под травянистой и крупнокустарниковой растительностью, сформировались перегнойно-глеевые почвы. Верхняя часть их представлена смесью сильно разложившихся растительных остатков, густо переплетенных корнями растений, ниже залегают заиленные иловато-перегнойные горизонты.

Аллювиальные гумусовые глеевые почвы сформировались в узкой пойме ручья, пересекающего западную часть котловины 2. Они развиты под ивняково-травянистыми растительными сообществами. Вверху профиля серогумусовый горизонт мощностью около 20 см, содержащий грубогумусовый материал, который подстилается слоистыми, с разной степенью выраженности оглеения, супесчаными горизонтами. На заболоченных участках и в пойме ручья кровля многолетнемерзлых пород в пределах 2 м от поверхности почв не обнаруживается.

Температурный режим почв. В котловине 1 температурный режим почв охарактеризован на примере псаммозема (разрез 1), сформированного на песчано-супесчаном бугре, в котловине 2 — торфозема мерзлотного на торфяном бугре (разрез 6). По зимним температурам профиль псаммозема холоднее, осредненные за период исследований суммы отрицательных температур почв (СОТп) выше по сравнению с торфяной почвой в 2.2 раза (табл. 3). В пределах глубин 0–50 см средняя про-

Таблица 2. Гранулометрический состав почв

№ разреза	Тип почвы	Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций, %; размер частиц, мм						Сумма частиц >0.01	Сумма частиц <0.01
				1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001		
1	Псаммозем слоистый глееватый	C1 ¹ ...g	3–26	10	79	3	2	0	7	91	9
		C2 ¹ ...g	26–36	8	81	3	3	0	4	92	8
		C2 ² ...g	45–55	18	71	3	4	1	3	93	7
		C ³ ...G	70–80	6	70	12	4	1	7	88	12
2	Торфяно-глеезем потечно-гумусовый мерзлотный	Bghi	11–20	2	7	19	17	33	23	27	73
		G	30–40	3	7	26	14	29	21	36	64
3	Торфяно-глеезем мерзлотный	G1	20–30	1	9	17	13	31	30	26	74
		G2	35–45	1	6	20	15	35	23	27	73
4	Торфяно-глеезем иловатого-перегнойный	G	30–40	0	9	7	16	24	42	17	83
		G _L	90–100	18	51	12	1	1	17	81	19
6	Торфозем минерально-торфяной мерзлотный	Ghi _L	50–60	18	24	28	7	6	17	70	30
		G1 _L	65–75	14	25	28	7	7	19	67	33
		G2 _L	85–95	3	36	30	8	2	20	69	31
8	Торфозем минерально-торфяной гумусово-стратифицированный мерзлотный	G _L	95–105	11	40	17	6	2	25	67	33
		G	25–35	34	48	5	2	2	9	87	13
13	Аллювиальная гумусовая глеевая грубогумусированная	CG ¹	35–45	30	55	4	0	2	8	90	10

Таблица 3. Температурный режим почв

Гидрологические годы	Температурный параметр	Глубина, см			
		0	20	50	100
Котловина 1 (Профиль 1)					
2007–2008	СОТп, °С сут	–1173	–956	–805	–448
	СПТп, °С сут	1257	853	514	183
	$T_{\text{год}}$, °С	0.2	–0.3	–0.8	–0.7
	S	8.4	6.3	4.7	2.3
	N-фактор зимний	0.51	0.41	0.35	–
	N-фактор летний	1.12	0.76	0.46	–
2008–2009	СОТп, °С сут	–1267	–1069	–929	–544
	СПТп, °С сут	1698	1149	692	247
	$T_{\text{год}}$, °С	1.1	0.2	–0.6	–0.8
	S	9.1	7.0	5.2	2.7
	N-фактор зимний	0.49	0.41	0.36	–
	N-фактор летний	1.62	1.10	0.66	–
2009–2010	СОТп, °С сут	–1838	–1574	–1378	–
	СПТп, °С сут	1231	836	520	–
	$T_{\text{год}}$, °С	–1.7	–2.0	–2.4	–
	S	10.0	8.0	6.4	–
	N-фактор зимний	0.52	0.44	0.39	–
	N-фактор летний	1.24	0.84	0.52	–
Котловина 2 (Профиль 6)					
2014–2015	СОТп, °С сут	–739	–486	–252	–187
	СПТп, °С сут	1376	727	130	0
	$T_{\text{год}}$, °С	1.7	0.7	–0.3	–0.5
	S	7.3	4.3	1.4	0.4
	N-фактор зимний	0.29	0.19	0.10	–
	N-фактор летний	1.16	0.61	0.11	–
2015–2016	СОТп, °С сут	–693	–366	–138	–97
	СПТп, °С сут	1860	1140	363	0
	$T_{\text{год}}$, °С	3.2	2.1	0.6	–0.3
	S	9.2	5.9	2.2	0.1
	N-фактор зимний	0.34	0.18	0.07	–
	N-фактор летний	1.14	0.70	0.22	–
2016–2017	СОТп, °С сут	–1465	–604	–248	–86
	СПТп, °С сут	1556	1042	345	0
	$T_{\text{год}}$, °С	0.3	1.2	0.3	–0.2
	S	10.7	6.2	2.4	0.2
	N-фактор зимний	0.51	0.21	0.09	–
	N-фактор летний	1.56	1.04	0.34	–

Примечание. СОТп – сумма отрицательных температур почв; СПТп – сумма положительных температур почв; $T_{\text{год}}$ – среднегодовая температура почвы; S – стандартное отклонение температуры почвы. Зимние и летние N-факторы рассчитаны как отношение сумм температур $>$ или $<0^{\circ}\text{C}$ в почве к аналогичным суммам в воздухе за тот же период.

должительность периодов с отрицательными температурами почв в псаммоземе меньше (200 ± 14 дней), чем в торфоземе (233 ± 7 дня). Наибольшие различия в сезонном охлаждении наблюдаются на глубине 100 см. Значения СОТп, наблюдаемые в течение 190 дней в песчаной почве, достигают 500 градусо-суток ($^{\circ}\text{C}$ сут) и более. В торфоземе, где отрицательные температуры на глубине 100 см наблюдаются в течение всего года, они в несколько раз ниже. В профиле торфозема отмечено резкое снижение (в 4–17 раз) значений СОТп с глубиной, тогда как в псаммоземе суммы отрицательных температур на глубине 100 см в 2.5 раза меньше таковых поверхности.

По суммам положительных температур (СПТп) профиль псаммозема в среднем теплее мерзлотного торфозема на 123°C сут. В пределах глубин 0–50 см в песчаной почве продолжительность периода положительных температур выше (140 ± 5 дней) по сравнению с таковым торфяной (129 ± 7 дня). Однако поверхность торфозема теплее ($1597 \pm 141^{\circ}\text{C}$ сут), чем у псаммозема ($1395 \pm 151^{\circ}\text{C}$ сут), что связано с отсутствием сплошного мохово-лишайникового покрова и низким альбедо торфа. На глубине 20 см значения СОТп в обоих профилях в целом схожи (945 ± 102 и $970 \pm 124^{\circ}\text{C}$ сут соответственно). Песчаная почва прогревается больше, больше и глубже. На глубине 50 см в псаммоземе суммы положительных температур в 2 раза выше таковой торфяной почвы. На глубине 100 см в торфоземе залегают многолетнемерзлые горизонты, а в псаммоземе летом наблюдаются положительные температуры. Среднегодовые температуры почв сильно варьируют в зависимости от метеорологических условий года.

По годовым параметрам профиль торфозема теплее, чем псаммозема. Это объясняется большим охлаждением песчаных горизонтов профиля 1 зимой. Суммы отрицательных температур на глубине 100 см в псаммоземе превышают значения СПТп, более чем на 250°C сут. Скорость затухания сезонных колебаний температуры почв оценена на основе изменений их стандартных отклонений (S) на разных глубинах. Значения S температур на поверхности двух почв близки. В псаммоземе значения стандартных отклонений на глубине 20 см в среднем на 1.7 больше, чем в торфоземе, на глубине 50 см — на 3.4, на 100 см — 2.3.

Учитывая, что мониторинговые температурные измерения в разных профилях выполняли в разные годы, рассчитаны значения N-факторов, позволяющие сравнить степень нагрева/охлаждения почв в слое 0–50 см вне зависимости от метеорологических параметров отдельных лет. Обычно N-фактор рассчитывается для поверхности почв, однако отношение суммы температур почвы на глубине 20 см к таковой воздуха приво-

дится в классификационной системе Димо [4]. Кроме того, температурные данные с глубины 50 см наиболее эффективно отражают влияние ландшафтных условий в регионе [15]. Значения зимних N-факторов в псаммоземе превышают таковые в торфоземе, при этом различия увеличиваются с глубиной. Это объясняется большим охлаждением сезонномерзлого слоя псаммозема. Средние значения летних N-факторов на поверхности почв с профилями 1 и 6 одинаковы: 1.3 ± 0.2 и 1.3 ± 0.1 соответственно, а на глубинах 20 и 50 см данные значения в псаммоземе превышают таковые торфозема. Это обусловлено резким снижением сумм положительных температур от поверхности почвы к близко залегающей кровле ММП в торфоземе.

Физико-химические свойства почв. Максимальными средними по профилю значениями гигроскопической влажности характеризуются торфоземы котловины 2, тогда как минимальные отмечены в псаммоземе (разрез 1). Во всех исследованных почвах преобладает высокозольный (эутрофный) сильнозаиленный торф. Олиготрофный и мезотрофный торф выявлен только в верхних органогенных горизонтах почв обеих котловин (разрезы 2, 6). В котловине 2 средняя зольность торфяных горизонтов торфоземов бугров составляет $40 \pm 8\%$, торфоземов луговин — $51 \pm 3\%$, перегнойно-глеевых почв — $47 \pm 8\%$.

Почвы котловины 1 более кислые, средняя величина $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ и pH_{KCl} составила 5.1 ± 0.1 и 4.0 ± 0.1 соответственно. В котловине 2 полученные данные представлены следующими показателями: 5.3 ± 0.1 и 4.6 ± 0.1 соответственно. Кислотность почв снижается с глубиной. Наиболее низкие значения pH (до 3) выявлены в верхних торфяных горизонтах почв минеральной котловины. Наибольшие показатели pH определены в органо-минеральных и минеральных глеевых многолетнемерзлых горизонтах, подстилающих торфяные в торфоземах озера 2 (табл. 4). Исследуемые почвы обладают высокой актуальной кислотностью (pH_{KCl} менее 5.0), что, видимо, связано с крайне медленным развитием биологических процессов на Севере и промывным водным режимом; при этом не происходит полной нейтрализации кислых продуктов разложения растительных остатков. Средние значения гидролитической кислотности почв котловины 1 заметно ниже (23 ± 6 смоль(экв)/кг) в сравнении с таковыми котловины 2 (31 ± 2 смоль(экв)/кг). Наибольшие значения гидролитической кислотности выявлены в торфоземах под тундровой растительностью бугров (профили 5–7), наименьшие — в минеральных почвах (псаммоземе и аллювиальной). Более контрастные различия среди почв сравниваемых котловин наблюдаются между показателями по обменной кислотности. Средние значения $\text{H} + \text{Al}$ (смоль(экв)/кг) в

почвах котловины 1 составили 6.5 ± 2.0 , в котловине 2 — 1.1 ± 0.1 . Наибольшими величинами обменной кислотности характеризуются поверхностные органогенные горизонты почв котловины 1. В этом направлении закономерно и меняется состав катионов, обуславливающих обменную кислотность. В котловине 1 преобладает H^+ над Al^{3+} , в то время как в котловине 2 обменный алюминий значительно превалирует над H^+ . Особенно это характерно для органогенных горизонтов. Исключение составляет заболоченная хвощево-сabelниковая луговина с торфяно-глееземом иловато-перегнойным (котловина 1), где содержание Al^{3+} превосходит содержание H^+ .

Значительная дифференциация между профилями обеих котловин выражена и по сумме обменных оснований. Высокие значения Ca^{2+} и Mg^{2+} отмечены в полугидроморфных почвах котловины 1 и криогидроморфных котловины 2. Минимальные количества поглощенных оснований выявлены в минеральных автоморфных профилях: псаммоземе и аллювиальной почве. Все рассматриваемые почвы характеризуются низкой и средней степенью насыщенности основаниями (V). Для почв котловины 1 присущи большие значения ($V = 53 \pm 5\%$). В котловине 2 торфяные горизонты торфоземов менее насыщены основаниями ($44 \pm 1\%$), но подстилающие их многолетнемерзлые глеевые горизонты характеризуются максимумом по данному показателю (60–70%). В целом минеральные горизонты почв обеих котловин имеют большие значения степени насыщенности основаниями по сравнению с органогенными.

Содержание углерода и азота в почвах полностью определяется различиями по составу донных отложений бывших озер. Наибольшее содержание почвенного углерода ($30 \pm 4\%$) характерно для торфоземов, функционирующих под мохово-кустарничковой растительностью бугров. Меньше углерода ($22 \pm 2\%$) содержат торфоземы луговин и перегнойно-глеевые почвы ($25 \pm 5\%$) котловины 2. В минеральных горизонтах полугидроморфных почв котловины 1 количество C колеблется в пределах 5.0–6.6%. В глеевых многолетнемерзлых горизонтах (котловина 2) содержание углерода не превышает 4%. Минимальное содержание C определено в минеральных горизонтах слабообогатившей и пойменной почв.

Гумус исследованных почв относительно слабо обогащен азотом. Диапазон соотношений C/N находится в пределах 16–19 для органогенных и 11–14 — для минеральных мерзлотных горизонтов торфоземов (котловина 2). Значительных различий по C/N между почвами котловины 1 (18 ± 2) и 2 (16 ± 1) не наблюдается. Минимальные значения соотношения обнаруживаются в аллювиальной гумусовой глеевой грубогумусированной почве (профиль 13).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерные для котловины 1 торфяно-глееземы широко распространены в экотонной тундрово-таежной полосе европейского северо-востока России [17]. Псаммоземы в регионе занимают менее 1% территории, характерны для дренированных песчаных массивов и надпойменных террас [11, 14, 17]. В котловине 1 псаммоземы развиты на ее окраине, что, очевидно, связано с эрозией окружающей озерной террасы, сложенной песками [10]. Глинистый состав донных отложений, на которых сформировались торфяно-глееземы, характерен для озерных котловин территорий, ранее покрытых ледником [19]. Почвы котловины 2, напротив, являются относительно редкими и уникальными для Большеземельской тундры. Торфоземы тундровых луговин в регионе ранее не описывались и не исследовались. Особенности морфологического строения торфоземов обусловлены современной спецификой криогенных процессов и сукцессионного развития растительных сообществ на мощных органо-минеральных отложениях [6]. По морфологическому строению торфоземы бугров котловины 2 наиболее близки к торфяным мерзлотным почвам плоскобугристых болот.

Сравнительный анализ показал, что температурный режим исследованного псаммозема наиболее схож с почвами песчаных озерных террас [8]. Мерзлотные почвы легкого гранулометрического состава характеризуются значительным прогреванием в летний период и охлаждением зимой. В песчаной почве температурные колебания с глубиной затухают медленнее, что обусловлено повышенной теплопроводностью почв как в зимний, так и летний периоды [1, 2]. Согласно предложенной температурно-мерзлотной компоненте [9], профиль псаммозема классифицируется как холодный (среднегодовая температура на 50 см $-2...0^\circ C$) среднеглубинный мерзлотный (ММП 1–2 м) со среднеглубинным сезонным промерзанием (1–2 м). По классификации генезиса ММП [38] псаммозем может быть отнесен к климатически обусловленным мерзлотным почвам.

В котловине 1 формирование близко залегающих (до 1 м) многолетнемерзлых пород, подстилающих почвы, очевидно, постепенно произошло на менее обводненных участках с глинистыми глеевыми почвами, в которых сформировался верхний торфяной горизонт. Мерзлотные глинистые почвы котловины 1 функционируют как климатически-обусловленные экосистемно-модифицированные [38]. Многолетняя мерзлота в этих почвах сформировалась в условиях относительно холодного климата, ее дальнейшее сохранение стало возможным по мере формирования поверхностного органогенного горизонта. Триг-

Таблица 4. Физико-химические свойства почв

Номер разреза	Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влажность, %	Коэффициент гигроскопической влажности, %	Зольность, %	pH		Нг, смоль(экв)/ кг почвы	Обменная кислотность, смоль(экв)/кг				Обменные катионы, смоль(экв)/кг		Ca+Mg, смоль(экв)/кг	Степень насыщенности основаниями, %	C, %	N, %	C/N	H
						H ₂ O	KCl		H + Al	H	Al	Ca ²⁺	Mg ²⁺							
Котловина 1																				
1	Oao	0–3	6.30	1.07	27	4.4	3.2	60.2	18.27	6.00	12.27	14.2	3.7	17.9	23	38.4	1.27	30	–	–
	C ₁ ~ ~ g	5–20	0.44	1.00	99	5.0	3.7	2.92	1.51	0.20	1.31	1.7	0.8	2.5	47	0.3	0.02	10	–	–
	C ₂ ~ ~ g	25–35	0.49	1.00	99	5.3	3.9	1.98	0.63	0.20	0.43	2.3	0.9	3.2	62	0.2	0.02	11	–	–
	C ₂ ~ ~ g	45–55	0.40	1.00	99	5.5	4.1	1.34	0.17	0.05	0.12	2.1	0.8	2.9	69	0.2	0.01	12	–	–
	C ~ ~ G	70–80	0.66	1.01	98	5.3	4.4	1.98	0.17	0.08	0.09	3.4	1.1	4.5	70	0.5	0.03	15	–	–
2	T	0–10	8.83	1.10	4	4.0	2.9	67.4	22.93	20.93	2.00	14.7	5.6	20.3	23	34.9	1.01	35	–	–
	Bghi	11–20	3.83	1.04	86	5.1	3.8	13.1	5.29	1.69	3.60	11.5	5.8	17.3	57	5.7	0.37	15	–	–
	G	30–40	3.43	1.04	85	5.2	4.1	11.7	3.93	3.67	0.27	17.5	6.7	24.2	67	6.3	0.40	16	–	–
3	O	0–2	8.66	1.09	9	5.2	4.3	51.4	9.47	8.40	1.07	26.2	11.7	37.9	42	41.6	2.4	17	–	–
	T	5–15	8.11	1.09	36	5.0	4.1	43.9	10.40	8.40	2.00	25.6	7.2	32.8	43	30.1	1.9	16	–	–
	G ₁	20–30	3.01	1.03	88	5.3	4.1	10.3	1.75	0.87	0.88	12.9	6.8	19.7	66	5.0	0.31	16	–	–
	G ₂	35–45	3.22	1.03	85	5.5	4.3	10.1	0.69	0.68	0.01	17.3	7.3	24.5	71	6.6	0.40	17	–	–
4	Tmr	0–20	8.53	1.09	25	5.2	4.4	43.9	10.00	8.00	2.00	34.4	13.6	48.0	52	33.3	1.06	31	–	–
	G	30–40	3.29	1.03	87	5.7	4.8	6.69	–	–	–	–	–	–	–	5.5	0.34	16	–	–
Котловина 2																				
5	PT	0–30	3.82	1.04	70	4.9	3.8	41.4	3.67	0.17	3.50	12.6	2.1	14.7	26	14.9	0.86	17	2.1	–
	PT ₁ mr	30–52	5.89	1.06	48	5.4	4.6	40.2	0.67	0.17	0.50	30.6	5.5	36.2	47	28.6	1.49	19	4	–
	TE ₂ mr	52–60	3.49	1.04	72	5.6	4.7	26.2	0.67	0.17	0.50	21.7	4.1	25.8	50	11.2	0.69	16	1.7	–
	TTmrL	60–75	3.07	1.03	74	6.0	5.2	24.4	0.67	0.17	0.50	24.0	4.8	28.8	54	16.5	1.26	13	2.3	–
	GL	90–100	1.30	1.01	92	5.3	4.8	6.53	0.33	0.05	0.28	10.6	2.1	12.7	66	3.8	0.28	14	0.4	–

Таблица 4. Продолжение

Номер разреза	Горизонт	Глубина, см	Литоскопическая влажность, %	Коэффициент гигроскопической влажности, %	Зольность, %	pH		Нг, смоль(экв)/ кг почвы	Обменная кислотность, смоль(экв)/кг			Обменные катионы, смоль(экв)/кг		Ca+Mg, смоль(экв)/кг	Степень насыщенности основаниями, %	C, %	N, %	C/N	H	
						H ₂ O	KCl		H + Al	H	Al	Ca ²⁺	Mg ²⁺							
6	PTmd	0–5	5.51	1.06	32	4.4		4.1	50.3	2.50	0.50	2.00	22.5	4.5	26.9	35	39.8	2.2	18	5.5
	PT ₁	5–20	8.16	1.09	10	5.0		4.3	52.6	1.83	0.33	1.50	44.1	5.8	49.9	49	50.1	2.90	17	6.6
	PT ₂	20–50	9.90	1.11	8	5.3		4.6	65.5	1.17	0.33	0.83	73.9	8.6	82.5	56	47.9	2.94	16	6.0
	GhiL	50–65	2.26	1.02	85	5.4		4.6	8.45	0.47	0.12	0.35	2.8	0.7	3.5	29	8.0	0.67	12	<2.0
	G ₁ L	65–80	1.84	1.02	90	5.7		4.7	5.98	0.53	0.13	0.40	11.8	3.0	14.7	71	4.0	0.36	11	2.0
	G ₂ L	80–95	1.37	1.01	95	5.7		4.7	4.32	0.63	0.08	0.55	8.5	2.4	11.0	72	1.56	0.14	11	<2.0
7	O	0–2	3.27	1.03	60	4.5		4.3	38.4	2.31	0.17	2.15	7.1	1.4	8.5	18	18.4	1.03	18	–
	PTmr	2–17	5.49	1.06	33	4.6		4.2	52.6	2.64	0.33	2.31	21.0	1.7	22.8	30	38.2	2.07	18	–
	PT ₁ mr	17–32	7.08	1.08	21	4.9		4.5	53.8	0.83	0.33	0.50	33.2	3.8	37.1	41	42.4	2.37	18	–
	PT ₂ mr	32–51	7.67	1.08	17	5.0		4.7	53.8	0.50	0.17	0.33	38.4	5.8	44.2	45	41.6	2.54	16	–
	PTmr	51–68	4.32	1.05	63	5.0		4.8	32.1	0.33	0.17	0.17	27.3	5.2	32.4	50	17.3	1.24	14	–
	TTmrL	68–74	3.94	1.04	63	5.6		5.3	25.6	0.33	0.17	0.17	27.4	5.5	32.9	56	17.7	1.22	15	–
8	PT ₁ rh	0–5	6.58	1.07	19	5.7		4.8	33.5	2.67	1.00	1.67	24.2	7.4	31.6	49	25.4	1.6	16	3.7
	PT ₂ rh	5–30	4.39	1.05	65	5.4		4.2	35.9	1.83	0.17	1.67	17.7	3.1	20.8	37	18.9	1.14	17	2.9
	PTmr	30–40	4.84	1.05	59	5.3		4.3	38.4	1.33	0.17	1.17	21.5	3.8	25.3	40	21.6	1.18	18	3.2
	TT ₁ mrL	40–65	4.02	1.04	64	5.4		4.4	32.8	1.17	0.17	1.00	20.5	3.5	24.0	42	16.9	0.93	18	2.5
	TT ₂ mrL	65–80	4.45	1.05	54	5.4		4.5	33.5	1.17	0.17	1.00	26.6	4.1	30.7	48	27.4	1.42	19	3.9
	TT ₃ mrL	80–92	5.12	1.05	53	5.6		4.6	27.4	1.33	0.17	1.17	35.1	6.2	41.3	60	27.1	1.35	20	3.8
9	G ₁ L	95–105	1.88	1.02	86	5.3		4.4	6.25	0.53	0.12	0.42	10.1	2.3	12.3	66	4.0	0.29	14	<2.0
	PT ₁ rh	0–9	6.16	1.07	25	5.3		4.9	35.9	1.16	0.50	0.66	19.7	9.1	28.8	44	28.8	1.69	17	–
	PT ₂ rh	9–30	3.58	1.04	65	5.1		4.7	29.9	0.83	0.17	0.66	16.9	4.7	21.6	42	13.3	0.77	17	–
	PTmr	30–51	5.02	1.05	46	5.3		4.8	37.5	0.66	0.00	0.66	26.7	6.0	32.6	47	25.3	1.31	19	–
	TTmrL	51–60	4.63	1.05	50	5.5		4.9	35.1	0.50	0.00	0.50	26.8	5.7	32.5	48	24.4	1.29	19	–

Таблица 4. Окончание

Номер разреза	Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влажность, %	Коэффициент гигроскопической влажности, %	Зольность, %	pH		Нг, смоль(экв)/ кг почвы	Обменная кислотность, смоль(экв)/кг				Обменные катионы, смоль(экв)/кг		Ca+Mg, смоль(экв)/кг	Степень насыщенности основаниями, %	C, %	N, %	C/N	H
						H ₂ O	KCl													
10	PT _{1rh}	0–3	4.90	1.05	42	5.0	4.6	37.5	1.32	0.17	1.16	18.0	Ca ²⁺	Mg ²⁺	24.0	39	25.5	1.56	16	–
	PT _{2rh}	3–20	4.37	1.05	53	4.8	4.3	40.2	2.15	0.17	1.98	20.8	Ca ²⁺	Mg ²⁺	25.5	39	21.4	1.27	17	–
	PT _{1mr}	20–34	4.14	1.04	61	4.9	4.5	35.1	1.49	0.17	1.32	18.9	Ca ²⁺	Mg ²⁺	23.5	40	17.0	0.99	17	–
	PT _{2mr}	34–45	4.56	1.05	54	5.0	4.7	35.9	0.50	0.33	0.17	23.3	Ca ²⁺	Mg ²⁺	29.6	45	20.9	1.16	18	–
	TTmrL	45–50	4.73	1.05	52	5.2	4.8	33.5	0.33	0.00	0.33	24.9	Ca ²⁺	Mg ²⁺	31.8	49	24.0	1.29	19	–
11	H _{1mr}	0–10	4.98	1.05	47	5.4	4.4	43.9	1.33	0.17	1.17	22.6	Ca ²⁺	Mg ²⁺	28.1	39	29.4	1.58	19	4.1
	H _{2mr}	10–30	4.98	1.05	56	5.5	4.4	35.9	1.33	0.17	1.17	20.7	Ca ²⁺	Mg ²⁺	25.3	41	24.7	1.34	18	3.7
	H _{3mr}	30–50	5.06	1.05	58	5.4	4.4	36.7	1.17	0.17	1.00	21.2	Ca ²⁺	Mg ²⁺	25.8	41	24.2	1.30	19	3.5
12	H _{1mr}	0–17	3.54	1.04	68	5.3	4.9	25.0	0.33	0.00	0.33	17.1	Ca ²⁺	Mg ²⁺	21.4	46	3.4	0.76	4	–
	PT	17–31	6.36	1.07	10	5.8	5.5	26.2	0.33	0.33	0.00	22.5	Ca ²⁺	Mg ²⁺	31.2	54	40.4	2.11	19	–
	H _{2mr}	31–40	4.28	1.04	39	5.3	5.0	26.8	0.50	0.17	0.33	20.0	Ca ²⁺	Mg ²⁺	26.8	50	25.0	1.50	17	–
13	AYao	0–5	4.31	1.05	63	5.4	4.3	33.5	1.33	0.33	1.00	11.0	Ca ²⁺	Mg ²⁺	13.8	29	7.9	0.63	13	<2.0
	AY	5–20	1.55	1.02	93	5.1	4.1	6.25	0.27	0.03	0.23	7.2	Ca ²⁺	Mg ²⁺	9.7	61	3.9	0.28	14	<2.0
	G	20–35	0.61	1.01	99	5.6	4.4	1.82	0.10	0.02	0.08	3.5	Ca ²⁺	Mg ²⁺	4.8	73	0.15	0.03	5	<2.0
	CG~~	35–50	0.55	1.01	99	5.9	4.4	1.63	0.10	0.02	0.08	2.9	Ca ²⁺	Mg ²⁺	4.0	71	0.16	0.03	5	<2.0

гером для формирования ММП в суглинистых почвах стали относительно холодные климатические условия XX в. В дальнейшем по мере формирования верхнего торфяного горизонта глубина сезонного протаивания уменьшилась, в 2012 г. она была около 50 см, что значительно меньше мощности СТС, характерной для автоморфных мерзлотных профилей [17].

Температурный режим торфозема мерзлотно-го, по сравнению с торфяными олиготрофными почвами плоскобугристых болот, значительно мягче как по летним, так и по зимним характеристикам. В большей мере его температурный режим схож с таковым торфяных мерзлотных почв, сохраняющихся на крайнем южном пределе криолитозоны. Мягкость температурного режима торфозема можно объяснить высоким (50–90 см) снежным покровом и около нулевой ($-1...0^{\circ}\text{C}$) температурой многолетнемерзлых пород, подстилающих котловину озера [32]. Торфозем функционирует как прохладный ($0...+2^{\circ}\text{C}$) мелкомерзлотный (ММП до 1 м) близко сливающийся (слияние сезонного и многолетнемерзлых горизонтов в диапазоне 50–100 см) профиль.

Изначально в пределах котловины 2, аналогично котловине 1, сформировались климатически-обусловленные мерзлотные почвы [9]. Позднее в ходе сукцессионных изменений усилилось действие ландшафтных факторов, что привело к дифференциации температурных режимов почв. Многолетнемерзлые породы частично протаяли, оставшиеся мерзлотные почвы продолжили функционировать в качестве экосистемно-защищенных [38]. Данные мерзлотные почвы сформировались в условиях более холодного климата, ныне многолетнемерзлые горизонты сохраняются в условиях экосистемной защиты теплоизолирующей торфяно-минеральной толщи, сформировавшейся здесь еще до осушения озера.

В целом ландшафтные условия для сохранения мерзлотных почв в котловине 2 более благоприятны по сравнению с котловиной 1. Это обусловлено практически повсеместным распространением достаточно мощной (до 1 м) торфяно-минеральной толщи, покрывавшей дно котловины озера еще до его осушения [10]. В котловине 1 мощность поверхностных органогенных горизонтов не превышает 20 см, в качестве почвообразующих пород встречаются песчаные отложения, поверхность котловины сильно заболочена и в значительной степени покрыта кустарниковой растительностью.

Торфоземы котловины 2, в отличие от торфяных мерзлотных олиготрофных почв бугристых болот [7], характеризуются значительно большими величинами зольности (40–50%). Такие высокие показатели зольности почв в регионе характерны только для заиленных ненарушенных тор-

фяников, локализованных в поймах крупных рек и замкнутых котловинах [18]. Кроме того, по степени зольности торфяные горизонты котловины 2 соотносятся с озерными органо-минеральными сапропелевыми отложениями [23]. Меньшие значения зольности в почвах бугров котловины 2 могут быть объяснены и ранее повышенным положением участков дна бывшего озера, на которых сформировались современные торфяные бугры. Изучаемые торфоземы от мерзлотных торфяных почв водоразделов отличаются большими значениями pH, меньшим содержанием органического углерода и пониженным соотношением C/N. Данные отличия обусловлены большей разложённостью органического вещества и заиленностью торфяных отложений, существовавших до 1980-х гг. как донные отложения озера.

Статистический анализ показал, что среди исследованного массива значений физико-химических свойств почвенных горизонтов (57 шт.) выделяются 2 основные группы по уровню сходства до 20 в Евклидовом расстоянии (рис. 3). Эти группы удовлетворительно отделяют минеральные почвы котловины 1 от органогенных профилей котловины 2. При этом минеральные горизонты псаммозема и аллювиальной почвы, локализованных в разных котловинах, схожи (сходство около 10). Высоким (около 10) уровнем сходства обладают глеевые многолетнемерзлые горизонты, подстилающие торфоземы, с сезонноталым дерновым АУ (5–20 см) аллювиальной почвы. Значительное сходство между собой обнаруживают минеральные горизонты торфяно-глееземов в котловине 1. В котловине 2 торфоземы луговин схожи с перегнойно-глеевыми иловато-перегнойными почвами. Но наибольший уровень сходства (около 5) определен между горизонтами торфоземов бугров (профили 5 и 7) на глубинах 50–75 см. Также максимальное сходство показали горизонты средней части профиля (30–80 см) торфоземов луговин. Наименьшее сходство по физико-химическим свойствам с другими почвами котловин имеет профиль торфозема (разрез 6), сформировавшийся на оголенном пятне торфяного бугра при практически полном отсутствии растительности.

Сенокосение, проводимое в 1980-х гг. в котловине 2, не привело к заметным изменениям почвенных свойств, что характерно при малоинтенсивных сельскохозяйственных нагрузках [3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Строение, свойства и температурные режимы почв дренированных озерных котловин Большеземельской тундры сильно дифференцированы, что определяется литологией донных отложений (почвообразующих пород), спецификой развития

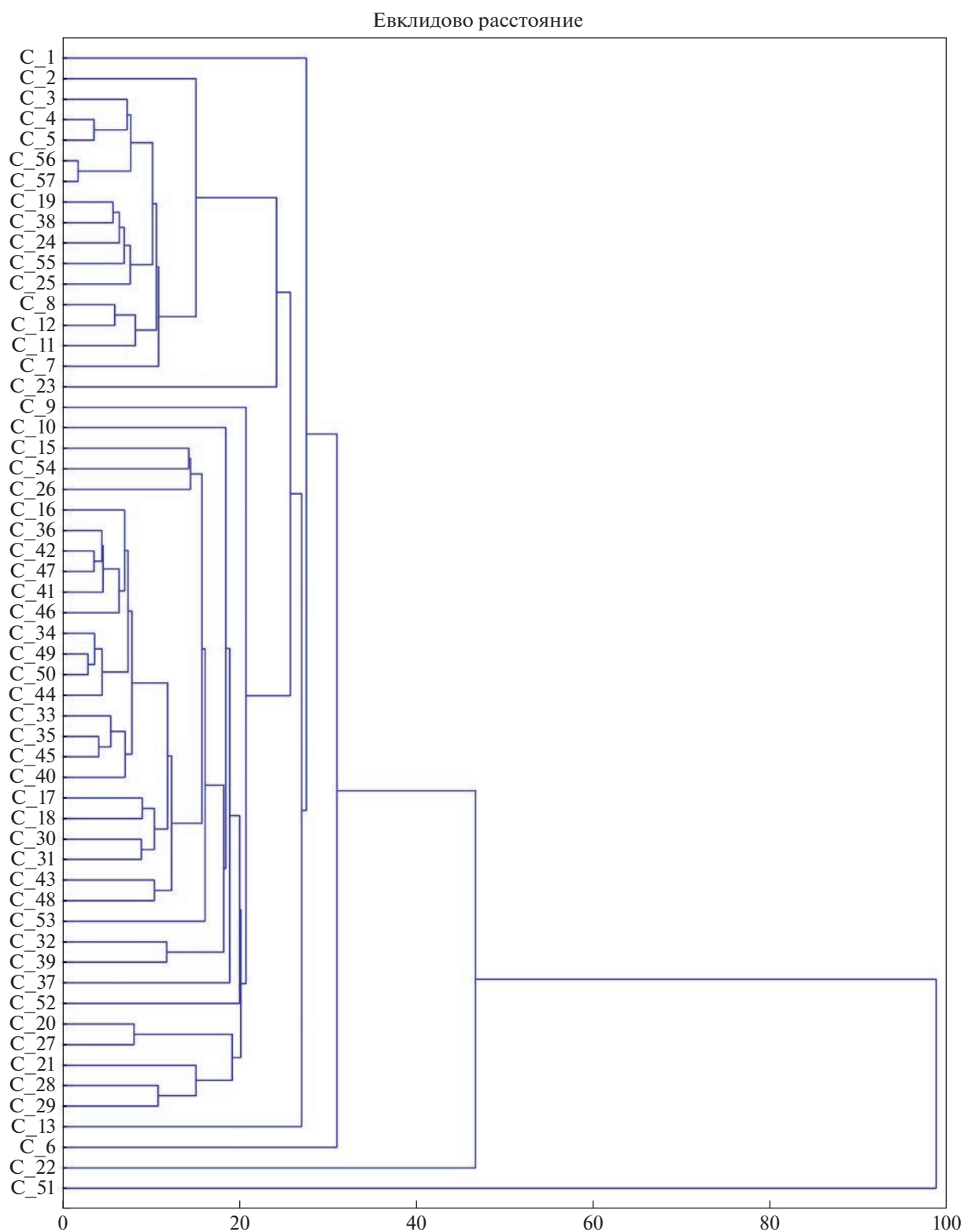


Рис. 3. Дендрограмма сходства горизонтов (евклидово расстояние) по физико-химическим свойствам почв. Индексами С в вертикальной оси показана последовательная (сквозная) нумерация почвенных горизонтов в профилях 1–13.

ландшафтов и проявления современных криогенных процессов.

В пределах озерной котловины с минеральными (глинистыми и песчаными) донными отложениями сформировались почвы, характерные для южных тундр европейского северо-востока России. Мерзлотные почвы в минеральной котловине развиты локально на дренированных участках с суглинистыми отложениями. Наличие маломощного (до 20 см) поверхностного органогенного горизонта обеспечивает торфяно-глееземам, функционирующим как экосистемно-модифицированные мерзлотные почвы, частичную защиту от протаивания. На дренированных песчаных буграх развиты холодные почвы с заглубленной кровлей многолетнемерзлых пород и выраженными сезонными колебаниями температуры в течение года. Все рассматриваемые почвы характеризуются низкой и средней степенью насыщенности основаниями, кислой реакцией среды. Наибольшие значения гидролитической кислотности выявлены в торфоземах под тундровой растительностью бугров, наименьшие — в минеральных почвах (псаммоземе и аллювиальной). Максимальной величиной обменной кислотности отмечены поверхностные органогенные горизонты торфяно-глееземов. Гумус исследованных почв относительно слабо обогащен азотом. Наблюдается закономерное накопление углерода и азота вглубь по профилю вследствие трансформации органического материала и надмерзлотной аккумуляции элементов. Геохимическими барьерами, ограничивающими нисходящую миграцию элементов, выступают многолетнемерзлые горизонты.

В котловине с органо-минеральными отложениями сформировались уникальные для Большеземельской тундры почвы — торфоземы луговин (торфоземы минерально-торфяные гумусово-стратифицированные мерзлотные). В котловине с заиленной торфяной толщей ландшафтные условия для формирования и сохранения мерзлотных почв наиболее благоприятны. Наличие мощной (до 1 м) толщи торфа предохраняет почвы от протаивания в летний период, мерзлотные почвы функционируют как экосистемно-защищенные профили. Мерзлотные торфоземы отличаются мягкостью температурного режима при малой глубине сезонного протаивания. По физико-химическим свойствам они характеризуются высокими показателями зольности (40–50%), слабокислой реакцией (pH_{H_2O} 5–6), умеренным для торфа содержанием органического углерода (20–30%) и соотношением C/N (до 20).

Несмотря на значительные различия, в обеих котловинах на дренированных участках сформировались мерзлотные почвы, защита от протаивания в которых обеспечивается преимущественно

сформированными органогенными горизонтами разной мощности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке темы НИР № 122040600023-8 “Криогенез как фактор формирования и эволюции почв арктических и бореальных экосистем европейского Северо-Востока в условиях современных антропогенных воздействий, глобальных и региональных климатических трендов”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексютин Д.М., Мотенко Р.Г.* Теплофизические свойства и фазовый состав влаги мерзлых грунтов Уральского берега Байдарацкой губы // Инженерная геология. 2013. № 3. С. 36–43.
2. *Архангельская Т.А., Телятникова Е.В.* Температуропроводность торфо-песчаных и почвенно-торфяных смесей при различной влажности статья // Матер. III Междунар. науч. конф. “Тенденции развития агрофизики: от актуальных проблем земледелия и растениеводства к технологиям будущего”. СПб, 2021. С. 61–65.
3. *Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В.* Антропогенные почвы. Генезис, география, рекультивация. М.: Ойкумена, 2003. 270 с.
4. *Димо В.Н.* Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972. 360 с.
5. *Елсаков В.В., Марущак И.О.* Межгодовые изменения термокарстовых озер северо-востока европейской России // Исследования Земли из космоса. 2011. № 4. С. 45–57.
6. *Каверин Д.А., Пастухов А.В., Какунов Н.Б., Калмыков А.В.* Особенности формирования почв в котловине осушенного озера “Опытное” (европейский Северо-Восток России) // Известия Самарского научн. центра РАН. 2014. Т. 16. № 5. С. 43–50.
7. *Каверин Д.А., Пастухов А.В., Лантева Е.М., Биазы К., Марущак М., Мартикайнен П.* Строение и свойства почв многолетнемерзлых торфяников юго-востока Большеземельской тундры // Почвоведение. 2016. № 5. С. 542–556. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16050075>
8. *Каверин Д.А., Пастухов А.В., Мажитова Г.Г.* Температурный режим тундровых почв и подстилающих многолетнемерзлых пород (европейский северо-восток России) // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 3. С. 23–32.
9. *Каверин Д.А.* Температурные режимы почв Субарктики европейского Северо-Востока в условиях современных климатических и ландшафтных изменений. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук М., 2022. 48 с.

10. *Какунов Н.Б.* Климатические изменения и динамика водно-тепловых условий почвогрунтов и растительности в естественном и нарушенном состоянии // Геология разведки. 1980. № 7. С. 134–138.
11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
12. *Кравцова В.И., Быстрова А.Г.* Изучение изменений распространения термокарстовых озер России по разновременным космическим снимкам // Криосфера Земли. 2009. Т. 15. № 2. С. 16–26.
13. *Кривошеков В.С.* Научные основы мелиорации и рационального использования земель в зоне многолетнемерзлых пород (на примере Чукотки). Автореф. дис. ... докт. географ. наук. Владивосток, 2000. 45 с.
14. *Кулюгина Е.Ю.* Растительность песчаных обнажений припечорских тундр // Растительность России. СПб., 2008. № 12. С. 39–61.
15. *Мажитова Г.Г.* Температурные режимы почв в зоне несплошной многолетней мерзлоты европейского северо-востока России // Почвоведение. 2008. № 1. С. 54–67.
16. *Оберман Н.Г., Шеслер И.Г.* Современные и прогнозируемые изменения мерзлотных условий Европейского северо-востока Российской Федерации // Проблемы Севера и Арктики Российской Федерации. Науч.-информ. бюл. 2009. Вып. 9. С. 96–106. <http://council.gov.ru/files/journalsf/number/20090922141450.pdf>
17. *Пастухов А.В., Каверин Д.А., Щанов В.М.* Построение региональных цифровых тематических карт (на примере карты запасов углерода в почвах бассейна р. Уса) // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1042–1051. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16090100>
18. *Синькевич Е.И.* Эволюция и плодородие осушенных торфяных почв Европейского Севера России. Автореф. дис. ... докт. с.-х. наук. СПб, 1997. 48 с.
19. *Субетто Д.А.* Донные отложения озер: палеонтологические реконструкции. Санкт-Петербург: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. 343 с.
20. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Воробьевой Л.А. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
21. *Томирдиаро С.В.* Способ создания долговременных луговых угодий в тундре. Авт. свид. № 242751 // Бюл. изобр. М., 1969. № 15.
22. *Шило Н.А., Томирдиаро С.В., Киселев И.Е.* Формирование долговременных луговых угодий на искусственно осушенных землях днищ термокарстовых озер тундровой зоны СССР. Магадан, 1984. 53 с.
23. *Якушко О.Ф.* Белорусское поозерье. История развития и современное состояние озер Северной Белоруссии. Минск: Вышэйшая школа, 1971. 335 с.
24. *Billings W.D., Peterson K.M.* Vegetational change and ice-wedge polygons through the thaw-lake cycle in arctic Alaska // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 1980. V. 12. P. 413–432. <https://doi.org/10.2307/1550492>
25. *Bockheim J.G., Hinkel K.M., Eisner W.R., Dai X.Y.* Carbon Pools and Accumulation Rates in an Age-Series of Soils in Drained Thaw-Lake Basins, Arctic Alaska // Soil Sci. Soc. Am. J. 2004. V. 68(2). P. 697–7004. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.6970>
26. *Burn C.R.* Tundra lakes and permafrost, Richards Island, western Arctic coast, Canada // Can. J. Earth Sci. 2011. V. 39(8). P. 1281–1298. <https://doi.org/10.1139/e02-035>
27. *Grosse G., Jones B.M., Arp C.D.* Thermokarst lakes, drainage, and drained basins // Treatise on Geomorphology. 2013. V. 8. P. 325–353. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00216-5>
28. *Hinkel K.M., Eisner W.R., Bockheim J.G., Nelson F.E., Peterson K.M., Dai X.Y.* Spatial extent, age, and carbon stocks in drained thaw lake basins on the Barrow Peninsula, Alaska // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2003. V. 35. P. 291–300. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2003\)035\[0291: Seaaacs\]2.0.Co;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2003)035[0291: Seaaacs]2.0.Co;2)
29. IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
30. *Jones Mariam C., Grosse Guido, Jones Benjamin M., Anthony Katey Walter.* Peat accumulation in drained thermokarst lake basins in continuous, ice-rich permafrost, northern Seward Peninsula, Alaska // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2012. V. 117. P. G00M07. <https://doi.org/10.1029/2011jg001766>
31. *Jorgenson M.T., Shur Y.* Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle // J. Geophys. Res.: Earth Surface. 2007. V. 112. P. F02S17. <https://doi.org/10.1029/2006JF000531>
32. *Kaverin, D.A., Melnichuk E.B., Shiklomanov N.I., Kakunov N.B., Pastukhov A.V., Shiklomanov A.N.* Long-term changes in the ground thermal regime of an artificially drained thaw-lake basin in the Russian European north // Permafrost and Periglacial Processes. 2017. V. 29. P. 49–59. <https://doi.org/10.1002/ppp.1963>
33. *Kosykh N.P., Mironycheva-Tokareva N.P., Vishnyakova E.K., Koronatova N.G., Stepanova V.A., Kolesnychenko L.G., Khovalyng A.O., Peregon A.M.* Plant Organic Matter in Palsa and Khasyre Type Mires: Direct Observations in West Siberian Sub-Arctic // Atmosphere. 2021. V. 12(12). 1612. <https://doi.org/10.3390/atmos12121612>
34. *Loiko S., Klimova N., Kuzmina D., Pokrovsky O.* Lake Drainage in Permafrost Regions Produces Variable Plant Communities of High Biomass and Productivity // Plants. 2020. V. 9. 867. <https://doi.org/10.3390/plants9070867>
35. *Lunardini V.* Theory of n-factors and correlation of data // Proceedings, 3rd International Conference on Permafrost, Edmonton, Alberta, July 10–13. Ottawa, Ontario: National Research Council of Canada. 1978. V. 1. P. 40–46.
36. *Pedersen Joel A., Simpson Myrna A., Bockheim James G., Kumar Kartik* Characterization of soil organic carbon in drained thaw-lake basins of Arctic Alaska using NMR and FTIR photoacoustic spectroscopy // Org. Geochem. 2011. V. 42(8). 947–954. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.04.003>

37. Regmi P., Grosse G., Jones M.C., Jones B.M., Anthony K.W. Characterizing Post-Drainage Succession in Thermokarst Lake Basins on the Seward Peninsula, Alaska with Terra SAR-X Backscatter and Landsat-based NDVI Data // *Remote Sens.* 2012. V. 4(12). P. 3741–3765. <https://doi.org/10.3390/rs4123741>
38. Shur Y.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems // *Permafrost and Periglacial Processes.* 2007. V. 18. P. 7–19. <https://doi.org/10.1002/pp.582>
39. Yoshikawa K., Hinzman L.D. Shrinking Thermokarst Ponds and Groundwater Dynamics in Discontinuous Permafrost near Council, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes.* 2003. V. 14. P. 151–160. <https://doi.org/10.1002/ppp.451>
40. Zona D., Oechel W.C., Peterson K.M., Clements R.J., PAW U.K.T., Ustin S.L. Characterization of the carbon fluxes of a vegetated drained lake basin chronosequence on the Alaskan Arctic Coastal Plain // *Global Change Biol.* 2010. V. 16(6). P. 1870–1882. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02107.x>

Soil Formation Features in Drained Lake Basins of the Bolshezemelskaya Tundra

D. A. Kaverin¹*, S. V. Deneva¹, A. V. Pastukhov¹, and S. V. Yakubenko¹

¹*Institute of Biology Komi SC RAS, Syktyvkar, 167982 Russia*

*e-mail: dkav@mail.ru

The features of the structure, properties, and temperature regimes of soils functioning in two different drained lake basins of the Bolshezemelskaya tundra are characterized. The basins differ significantly in the features of landscape development, the composition of bottom (soil-forming) sediments, and the patterns of the soil and vegetation cover. In a naturally drained basin composed of mineral (sandy and clayey) bottom sediments, soils belonging to the departments Gley, and Poorly developed are formed, which are typical for the watershed landscapes of the region. Soils function as ecosystem-modified permafrost-affected profiles, partially protected from thaw. The soil profile is acidic, not saturated with bases, with moderate carbon content in the mineral horizons. In the artificially drained basin, covered with a layer of silted peat, predominantly peaty permafrost-affected soils were formed, including peat soils of tundra meadows, which are unique for the landscapes of the Bolshezemelskaya tundra. Peaty soils of the basin appear to be as ecosystem-protected, i.e. protected from thawing, and they are characterized by high ash content and slightly acidic reaction. A significant differentiation of the studied soil parameters are determined by different basins, which are different according to the composition of parent sediments, the specifics of landscape development, and manifestations of present-day cryogenic processes.

Keywords: drained lake basins, tundra soils, soil thermal regimes, permafrost

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ
ПОЧВ

УДК 631.4(571.55)

ПОЧВЫ ПРИОЗЕРНЫХ ПОНИЖЕНИЙ ПУЛЬСИРУЮЩИХ ХЛОРИДНЫХ
ОЗЕР ОБЛАСТИ ВНУТРЕННЕГО СТОКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ© 2023 г. В. И. Убугунова^а, *, Л. Л. Убугунов^а, А. Д. Жамбалова^а, Т. А. Аюшина^а, В. Л. Убугунов^а^аИнститут общей и экспериментальной биологии СО РАН,

ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670037 Россия

*e-mail: ubuginova57@mail.ru

Поступила в редакцию 17.04.2023 г.

После доработки 17.07.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

Впервые получены данные по засоленным почвам бессточных приозерных понижений, формирующихся в районах экстроконтинентального климата с циклическим 25–30-летним изменением уровня озер в аридную и гумидную климатические фазы. Установлено, что в ландшафтах, прилегающих к высокоминерализованным хлоридным озерам юго-восточного Забайкалья, формируются различные почвы: на супераквальных – гумусово-глеевые засоленные почвы (Gleyic Solonchak (Loamic, Chloridic)); на супераквальных – гумусово-глеевые засоленные почвы (Calcaric Mollic Gleysol (Arenic, Endosalic, Sodic)); на элювиально-супераквальных – светлогумусовые засоленные (Fluvic Kastanozem (Epiarenic, Amphiloamic, Sodic)). Степень засоления изученных почв различная. Химизм засоления по катионам натриевый, по анионам в солончаках и верхнем горизонте гумусово-глеевой почвы – хлоридный, а в остальных почвах – содово-хлоридный и хлоридно-содовый. Солончаки глеевые имеют сильнощелочную реакцию среды, высокое содержание карбонатов, резкое доминирование в составе обменных катионов Na^+ . В солончаковом горизонте концентрируются многие химические элементы (Sr, S, Li, Mg, Ca), региональной особенностью является высокое содержание As. Гумусово-глеевая засоленная почва по физико-химическим показателям близка к светлогумусовой засоленной почве, а по гранулометрическому и элементному составам – к солончакам. Это связано с тем, что гумусово-глеевая почва в аридную фазу функционирует в полугидроморфном режиме, а в гумидную – в гидроморфном. Близкое залегание грунтовых вод способствует обогащению почв типоморфными для озерных вод элементами. Установлено, что в нижних горизонтах светлогумусовой засоленной почвы фиксируется палеогидроморфная стадия развития в виде высокого содержания легкорастворимых солей и карбонатов. Геохимическая особенность почвообразующих пород заключается в высоком содержании As, а также повышенной концентрации Li, Ba, Pb, низком соотношении Ca/Sr. Использование кластерного анализа показателей свойств изученных почв показало, что гумусово-глеевая почва отражает как динамические, так и устойчивые почвенные параметры и рекомендуется для мониторинговых наблюдений за динамикой бессточных приозерных экосистем Центральной Азии с циклическими климатическими фазами.

Ключевые слова: высокоминерализованные хлоридные озера, цикличность функционирования почв, приозерные почвы, засоление

DOI: 10.31857/S0032180X23600737, **EDN:** DPVZZC

ВВЕДЕНИЕ

В конце XX и начале XXI вв. объектами изучения специалистов разных направлений стали соленые и содовые озера внутриконтинентальных аридных и семиаридных территорий Мира, в том числе Восточно-Степной и Гобийской ландшафтных областей Монголии, равнинных районов Казахстана, Средней Азии, Китая [27, 37, 39, 40, 47, 49, 51, 55, 57–60]. Эти озера являются уникальными природными индикаторами естественных и антропогенных изменений [6], обуславливающих изменение механизмов направления и перемещения веществ [2, 46, 53].

Особый интерес представляет трансграничный бессточный Центрально-Азиатский бассейн (степная зона Восточно-Монгольской равнины: Монголия, Китай, Россия) с многочисленными бессточными озерами (около 5000). Несколько сотен их находятся в юго-восточном Забайкалье [37], территория которого представляет собой контактную зону южной границы мерзлоты и северной границы обширной аридной зоны. Во влажные климатические фазы большинство озер наполняется, а в периоды аридизации значительно понижается уровень озер, сокращается площадь, нередко они полностью пересыхают. Про-

должительность этих циклов составляет 25–30 лет [32, 51]. Эволюция озерных экосистем связана не только с климатическими изменениями, но и с новейшей геодинамикой [28]. Приозерные почвы этого региона слабо изучены. Имеются лишь единичные и фрагментарные данные по засоленным почвам прибрежной зоны содовых озер Хара-Нур [2], Большой Чиндант [29, 30, 42] и Торейских озер [44]. Учитывая, что засоление почв в условиях горно-котловинного рельефа юга Восточной Сибири сильно отличается по конкретным факторам соленакопления в ландшафте отдельно взятой котловины, практически невозможно экстраполировать имеющиеся разрозненные данные на обширную территорию области внутреннего стока Центральной Азии [45].

По приозерным почвам высокоминерализованных хлоридных озер нестабильного уровневого режима каких-либо данных не обнаружено. Эти почвы можно отнести к почвам экстремальных условий формирования [10]. Наряду с почвами морских побережий и дельт рек, приозерные почвы периодически затапливаются, в результате происходит изменение водного режима, смена окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий, засоления, гумусообразования, геохимической специализации ландшафтов [20, 52, 56]. В регрессивную фазу в почвах бассейнов приморских крупных соленых озер (Каспий, Арал и др.) преобладают процессы засоления, слабого гумусонакопления, эолового выноса солей и тонких фракций силикатного материала, а в трансгрессивную — сульфидогенеза, глеегенеза, оксидогенеза, накопления органического вещества [9, 20].

Изучение почв приозерных ландшафтов внутриконтинентального Центрально-Азиатского бассейна, как ключевого компонента экосистем, представляется весьма актуальным как в теоретическом, так и в практическом отношении. Отсутствие данных не позволяет получить целостное представление о степных экосистемах с многочисленными бессточными озерными котловинами этого региона, формирующимися в условиях экстраконтинентального климата с выраженными мерзлотными процессами. Это осложняет решение широкого круга задач природопользования степной зоны, в том числе мониторинга заповедных и рекреационных зон. Поэтому целью настоящего исследования было представление сведений о морфологии, физико-химических свойствах и геохимических особенностях почв, формирующихся на супераквально-субаквальных, супераквальных, элювиально-супераквальных позициях приозерных понижений хлоридных озер.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Исследовали приозерные почвы хлоридного озера Бабье, которое расположено в Онон-Аргунской провинции Центральной Азии [41] (рис. 1). Главными морфоструктурами этой территории являются аккумулятивные и денудационные равнины и островные низкогорные массивы [8, 11]. Основные черты морфологии формировались при определяющем процессе педипланации [31] и связаны преимущественно с новейшими опусканиями [11, 28].

Территория исследования расположена в зоне сочленения Центрально-Азиатского подвижного пояса и Сибирской плиты [11]. По морфоструктурному районированию она относится к области внутригорного Агинского бассейна [8]. Определяющую роль для тектонического строения бассейна оз. Бабье имеют ответвления Агинского разлома, разграничивающие разнородные и разновозрастные Среднеононский, Ононский, Уртуйский, Борзинский формации [34]. Породы включают осадочные и вулканогенно-осадочные образования борзинской свиты пермского возраста (алевролиты, туфоалевриты, хлидолиты, известняки), тургинской раннемеловой свиты (трахибазальты, трахиандезиты, андезибазальты, риолиты), позднерифейской уртуйской, раннекарбоновой верхнеуртуйской свит, а также четвертичные отложения ноижской свиты (галечники, валуны, с линзами песков и глин) и продукты выветривания гранитных пород островных гор [11].

К основным чертам климата исследуемой территории относятся: резкая континентальность, отрицательные среднегодовые температуры, недостаточная увлажненность (среднегодовое количество осадков равно 150–400 мм) и неравномерный характер их выпадения по сезонам. Во время действия тихоокеанского циклона в июльско-августовский период происходит концентрированная разгрузка атмосферных осадков ливневого характера, обуславливающих интенсивный склоновый смыв материала в многочисленные бессточные бассейны малых рек [2, 24]. Характерной чертой климата исследуемой территории является цикличность — чередование влажных и сухих периодов длительностью около 30 лет [13, 21, 32, 33]. В аридную фазу происходит уменьшение запасов влаги в почвах до уровня влажности завядания и ниже; повсеместное усыхание и гибель древостоев; ксерофитизация и снижение в 1.5–2 раза продуктивности лугово-степных и степных фитоценозов, снижение уровня воды в озерах вплоть до полного их исчезновения [14]. С циклами выпадения атмосферных осадков связан уровень водности озер региона [21, 32, 33, 49, 51]. В аридную фазу отмечается увеличение площади солончаков за счет днищ сухих озер [14].

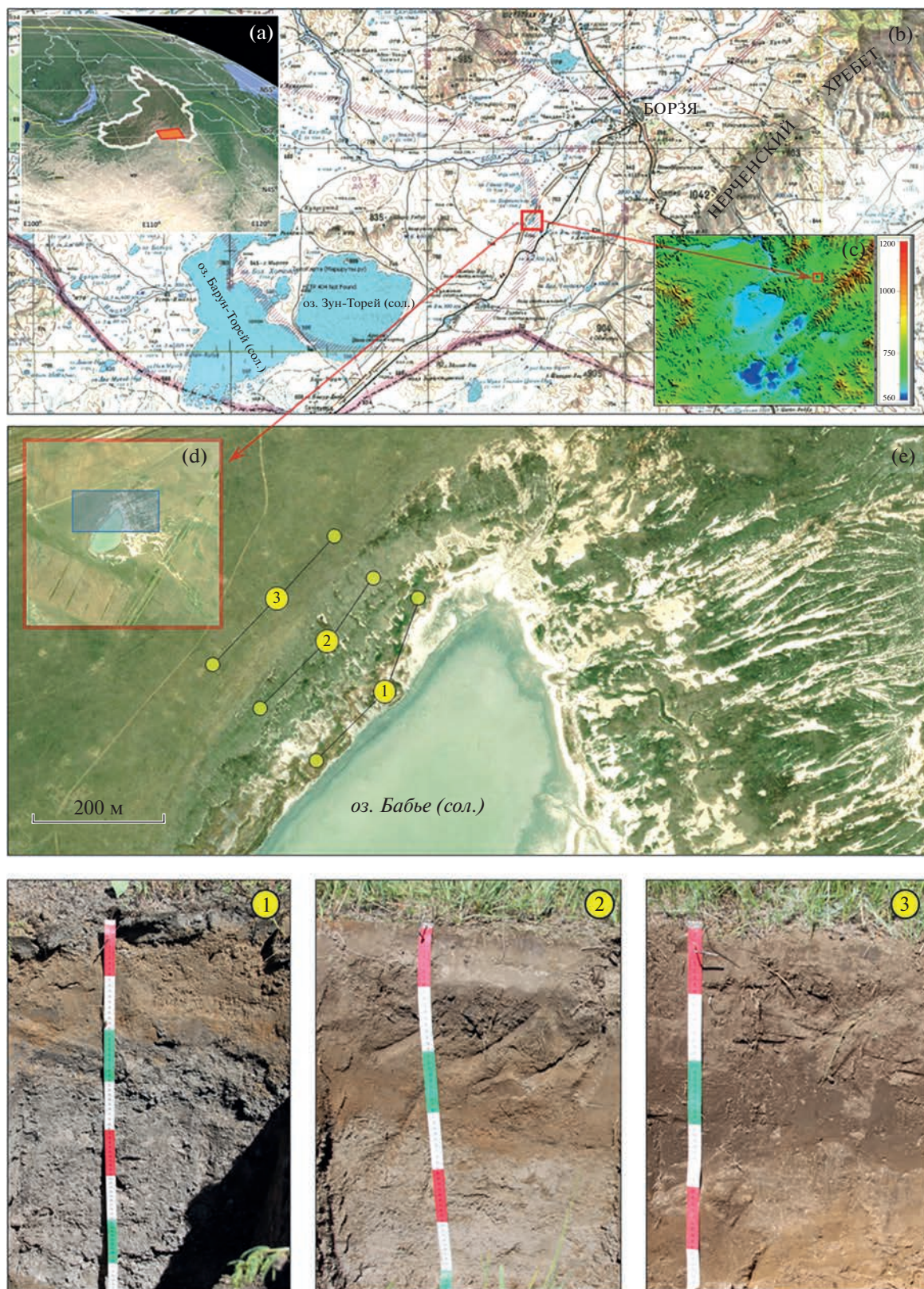


Рис. 1. Географическое (а), административное (б) положение, орография (с) района исследований; космоснимки при-озерных ландшафтов оз. Бабье (д, е); места закладки ключевых площадок (е) и профили опорных почвенных разрезов: а – граница Забайкальского края; район исследований (границы врезки б); б, с – положение оз. Бабье (граница врезки д); д – граница врезки е; е – разрезы Б-1, Б-2, Б-3; уточняющие полуямы.

Основной чертой пространственной структуры растительности района исследования является гетерогенность сообществ. В центре соленакопления произрастают галофитные сообщества, далее в зависимости от увлажнения и засоленности развиваются, как правило, бескильничевые луга, ползучеосоковые, полынные сообщества, сазовые степи. Это типичная концентрическая полосность (пояса) вокруг озер. В засушливую фазу отмечается возрастание площади галофитных лугов и пионерной галофитной растительности с доминированием однолетних маревых [15, 43]. Заселение местообитаний видами иной биогеохимической специализации по сравнению с прежними видами-доминантами является показателем глубокой трансформации геосистем [13].

Почвенные исследования проводили на супераквально-субаквальных, супераквальных и элювиально-супераквальных позициях приозерного ландшафта. Было заложено 3 ключевых опорных разреза и 9 вспомогательных. Ниже приводим морфологическое описание ключевых разрезов (рис. 1е).

Разрез Б-1 (50.29955° N, 116.38027° E) заложено в приозерном понижении, в 50 м от береговой линии оз. Бабье под шведово-соссурейным сообществом. Проективное покрытие 20%. Растительный покров мозаичный, чередуются растительные ассоциации и оголенные участки.

Sg,ca, 0–5 см. Слоистый, иловатый легкоглинистый наилок, с чередованием сизого и прогумусированного слоев, влажный, рыхлый, встречаются корни, бурно вскипает от HCl. Переход выражен по цвету, плотности, гранулометрическому составу.

Cg,ox,s,ca, 5–20(22) см. Ржаво-охристый фон с сизоватыми прослойками, влажный, супесчаный, бесструктурный, уплотненный, встречаются корни травянистой растительности, бурно вскипает от HCl. Переход выражен по цвету и гранулометрическому составу.

CGs, 20(22)–80 см. Белесовато-сизый, заиленный суглинок, чередующийся с иловатыми более темными тяжелосуглинистыми слоями, сырой, с 80 см выступает грунтовая вода.

Почва: солончак глеевый (Gleyic Solonchak (Loamic, Chloridic)).

Разрез Б-2 (50.30025° N, 116.37903° E) заложено в приозерном понижении, в 153 м от береговой линии оз. Бабье под бескильничево-полынно-ячменевым сообществом. Проективное покрытие 40%. Растительный покров мозаичный, чередуются растительные ассоциации и оголенные участки. На поверхности почвы встречается мелкая галька.

AJca,s, 0–15(18) см. Темно-серый с черным оттенком, увлажненный, супесчаный, непрочнокомковатый, уплотненный, обильно пронизан-

ный корнями травянистой растительности, вскипает от HCl. Переход выражен по цвету, граница слабоволнистая.

ACsa,s, 15(18)–34(39) см. Желтовато-коричневый, влажный, супесчаный, бесструктурный, уплотненный, встречаются единичные корни травянистой растительности, вскипает от HCl. Переход резкий, выражен по цвету, гранулометрическому составу.

CGca,s, 34(39)–65 см. Однородно окрашенный слой оглеенного песка, сырой, вскипает от HCl.

Почва: гумусово-глеевая засоленная (Calcaric Mollic Gleysol (Arenic, Endosalic, Sodic)).

Разрез Б-3 (50.30074° N, 116.37787° E) заложено в 400 м от береговой линии оз. Бабье под ковыльной степью. Проективное покрытие 60%.

AJca, 0–33(39) см. Темно-каштановый, свежий, супесчаный, уплотненный, непрочнокомковатый, обильно пронизан корнями травянистой растительности, очень слабо вскипает от HCl. Переход выражен по цвету, плотности, карбонатным новообразованиям, граница слабоволнистая.

ACsa,dc,s, 33(39)–44(47) см. Светло-серый с белесыми пятнами карбонатов, по всей мощности горизонта видны гумусовые затеки, легкосуглинистый, свежий, плотный, в горизонте много корней травянистой растительности, вскипает от HCl. Переход заметный по цвету, плотности, влажности. Граница перехода слабоволнистая.

Csa,s, 44(47)–60 см. Светло-коричневый с желтоватым оттенком, суглинистый, рыхлый, вскипает от HCl.

Почва: светлогумусовая засоленная (Fluvic Kastanozem (Epiarenic, Amphiloamic, Sodic)).

При изучении почв использовали морфологические, физико-химические, геохимические методы исследования [7, 36]. Почвы классифицировали по диагностическим критериям по [23, 35, 50]. Для всех объектов фиксировали географические координаты с помощью приемника GPS. Активности ионов Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , pH определяли в почвенных пастах с влажностью 30 мас. % с помощью ионоселективных электродов ЭЛИС на регистрирующем иономере Экотест-120 в 2–3-кратной повторности. В почвенных образцах определяли содержание органического углерода $\text{C}_{\text{орг}}$ методом мокрого сжигания по Тюрину [7], обменные катионы методом Пфедфера в модификации Молодцова и Игнатовой [36], оценка химизма, степени засоления, расчет гипотетических солей проводили по [3], гранулометрический состав методом Качинского. Дополнительно использовали расчетные параметры:

– $D_{\text{ср}}$ – средний размер зерна, рассчитан как средневзвешенное значение [12].

– F – динамический фактор, представляющий собой отношение количества физического песка к количеству физической глины. Параметр характеризует условия осадконакопления: при $F > 1$ преобладает принос обломочного материала из ближних и средних источников посредством волочения и сальтации (~до десятка км), что, скорее всего, имеет место в высокодинамичной среде при сильных порывистых ветрах; при $F < 1$ поступление материала сокращается и поступает в виде воздушных аэрозолей, в основном, из дальних источников, преобладают постседиментационные преобразования осадков *in situ*, основными из которых являются почвообразовательные [18];

– K – показатель дисперсности, отражающий характер глинистых компонентов, связанных с трансформацией, переносом и локализацией тонкодисперсного вещества в различных отложениях. Он рассчитывается по формуле $K = (\ln \Phi_5 - \ln \Phi_1) / 1.609$, где Φ_5 – содержание частиц (%) диаметром < 5 мкм; Φ_1 – содержание частиц (%) диаметром < 1 мкм [4].

Для подробного анализа геохимического состояния выбраны 26 элементов, наиболее типичных для засоленных почв. Количественное определение валовых содержаний элементов выполнялось в аккредитованной испытательной лаборатории “Республиканского аналитического центра” атомно-эмиссионным методом с индуктивно связанной плазмой (ICP), спектрометром Spectroarcs. Для разложения почвенных образцов использовали смесь фтористоводородной (HF), хлорной (HClO₄) и азотной (HNO₃) кислот (ГОСТ ПНД Ф 16.1:2.3:3.11-98). Для выявления особенностей распределения элементов в засоленных почвах рассчитаны коэффициенты концентрации и коэффициенты рассеяния по отношению к литосфере по [19].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Озера аридных территорий юго-восточного Забайкалья характеризуются высокой динамичностью [6]. Минерализация воды (M) в озере Бабьем в зависимости от гумидной или аридной фаз была от 1.5 до 85 г/л [5] (рис. 2). Существенно изменялось соотношение анионов, поэтому химизм вод по этому показателю в гумидную фазу был хлоридно-содовым (2009), а в аридную – хлоридным (2013) или сульфатно-хлоридным (2022). В зависимости от химизма озерных вод, солёности, величины pH, температуры, органической продуктивности озера происходит осаждение тех или иных минералов [53]. При насыщении воды карбонатами образуются магнезиальные кальциты (Ca, Mg)CO₃ и Са-избыточные доломиты CaMg[CO₃]₂ [40]. Гипсовая стадия минералообразования в водах отсутствует. Кроме карбонатных минералов, в донных осадках встречаются магнетит, лепидокрокит, гетит, каолинит, монтмориллонит [5, 6, 49], тер-

ригенная составляющая представлена альбитом, ортоклазом, микроклином, кварцем и кальцитом [5].

Первый модельный полигон расположен на наиболее динамичном участке приозерного понижения. В засушливый период при обмелении и усыхании озера на прибрежной части формируются солончаки, во влажный климатический цикл при наполнении озера происходит их затопление. По [9] и нашему мнению, это циклическая супераквальная–субаквальная позиция.

Морфологическое строение солончаков характеризуется резкой морфологической дифференциацией профиля. Близкий уровень грунтовых вод (80 см) оказывает большое влияние на окислительно-восстановительный режим почв. Формирование тяжелосуглинистого солончакового горизонта, вероятнее всего, происходит под воздействием соленых вод озера, выходящих на поверхность при периодическом влиянии озерных заплесков. По системе генетических горизонтов (Sg,ca–Cg,ox,s,ca–CGca,s) этот тип почвы относится к солончакам глеевым (Gleyic Solonchak (Loamic, Chloridic, Calcaric)) [23, 35, 50].

По гранулометрическому составу седиментационная толща солончаков глеевых состоит из тяжелосуглинистого (0–5 см), супесчаного (5–20(22) см) и среднесуглинистого (30–80 см) горизонтов. По средневзвешенной составляющей (D_{cp}) преобладают частицы мелкого и среднего песка и илистой фракции (рис. 3). Анализ динамического фактора (F), характеризующего условия осадконакопления, показывает различные этапы седиментогенеза во вскрытой толще. Верхний 0–5 и 30–80 см слои соответствуют озерным условиям осадконакопления ($F \leq 1$) с тонко-коллоидальным глинистым компонентом (K), а супесчаная толща ($F \geq 3$) с более крупными частицами (D , K) отражает возрастание роли эоловых процессов при аридизации климата и сокращении площадей озера [4, 12, 18].

Для солончака характерны щелочные и сильнощелочные значения pH (табл. 1). В горизонте Sg,ca содержится достаточно высокое количество $C_{орг}$. Так как на данном участке высшая растительность представлена только монодоминантными сообществами галофитов с низким проективным покрытием, то доминирующим источником органического вещества, вероятно, являются цианобактериальные маты [1].

Содержание CO₂ карбонатов в почвах высокое (2.3–9.4%). Максимальное количество его отмечается в горизонте Sg,ca и озерных отложениях и связано соответственно с испарительной концентрацией и гидрогенной аккумуляцией. Максимальные значения емкости катионного обмена (ЕКО) (27.5 смоль(экв)/кг почвы) характерны для солончакового горизонта, с глубиной поглощательная способность заметно снижается. В соста-

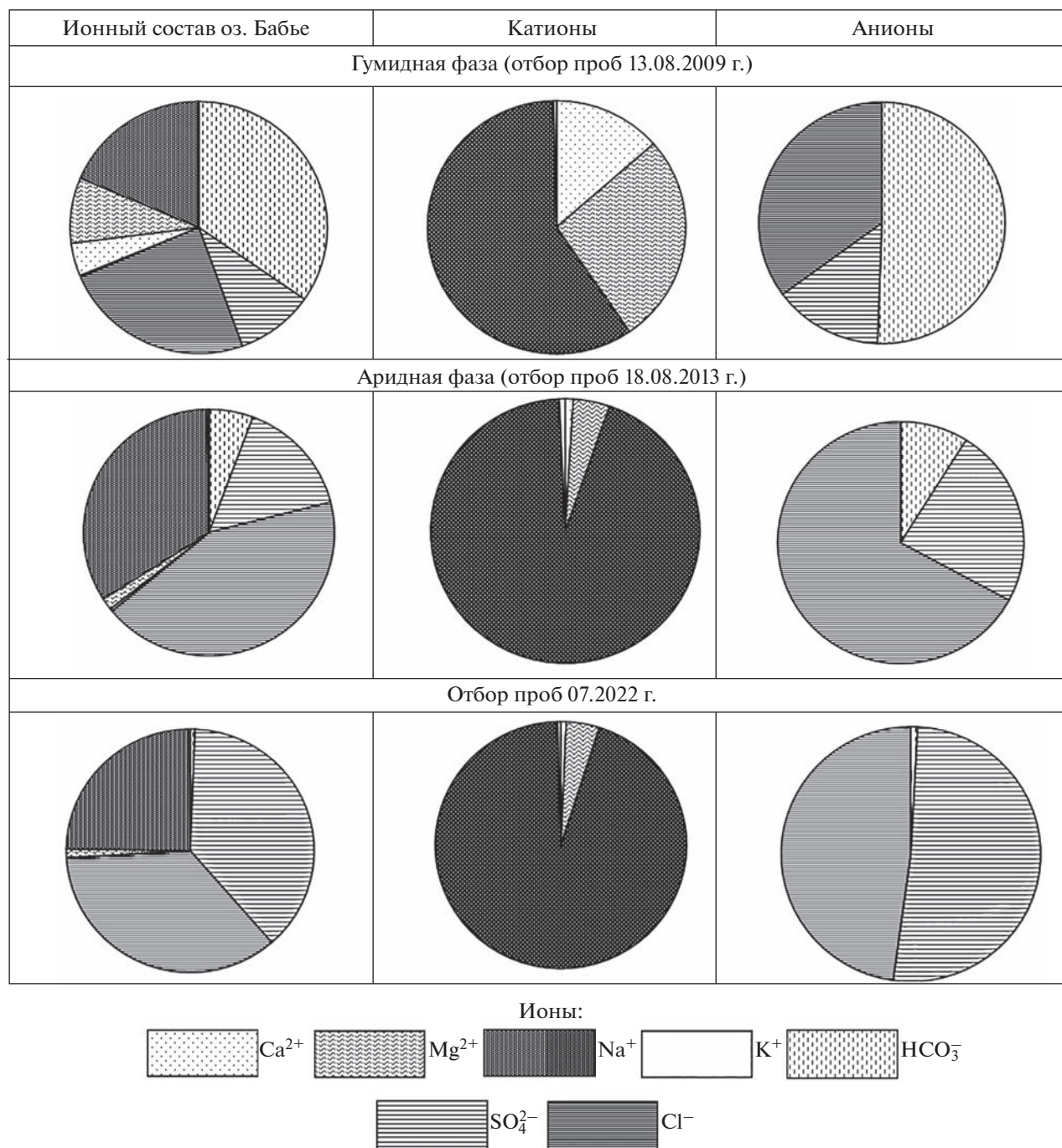


Рис. 2. Химический состав вод оз. Бабье в гумидную и аридную фазы; состав анионов и катионов, % от суммы: данные за 2009, 2013 гг., по [6], за 2022 г., авторов статьи.

ве обменных катионов по всему профилю преобладают обменный натрий и магний.

В солончаках очень сильно засолены горизонты Sg,ca и Cg,ox,s,ca и сильно засолена глеевая толща (CGs,ca) (табл. 2).

Источниками солей являются минерализованные воды, а механизм засоления связан с температурным градиентом криоаридного климата и

влиянием мерзлотного фактора [22, 26, 45]. Характер распределения солей по профилю аккумулятивный, химизм засоления хлоридно-натриевый. В составе анионов существенно доминирует Cl^{-} . Максимальная его концентрация отмечается в солончаковом горизонте, глубже количество Cl^{-} снижается, но остается достаточно высоким (6.02–8.64 смоль(экв)/кг). Содержание CO_3^{2-} и

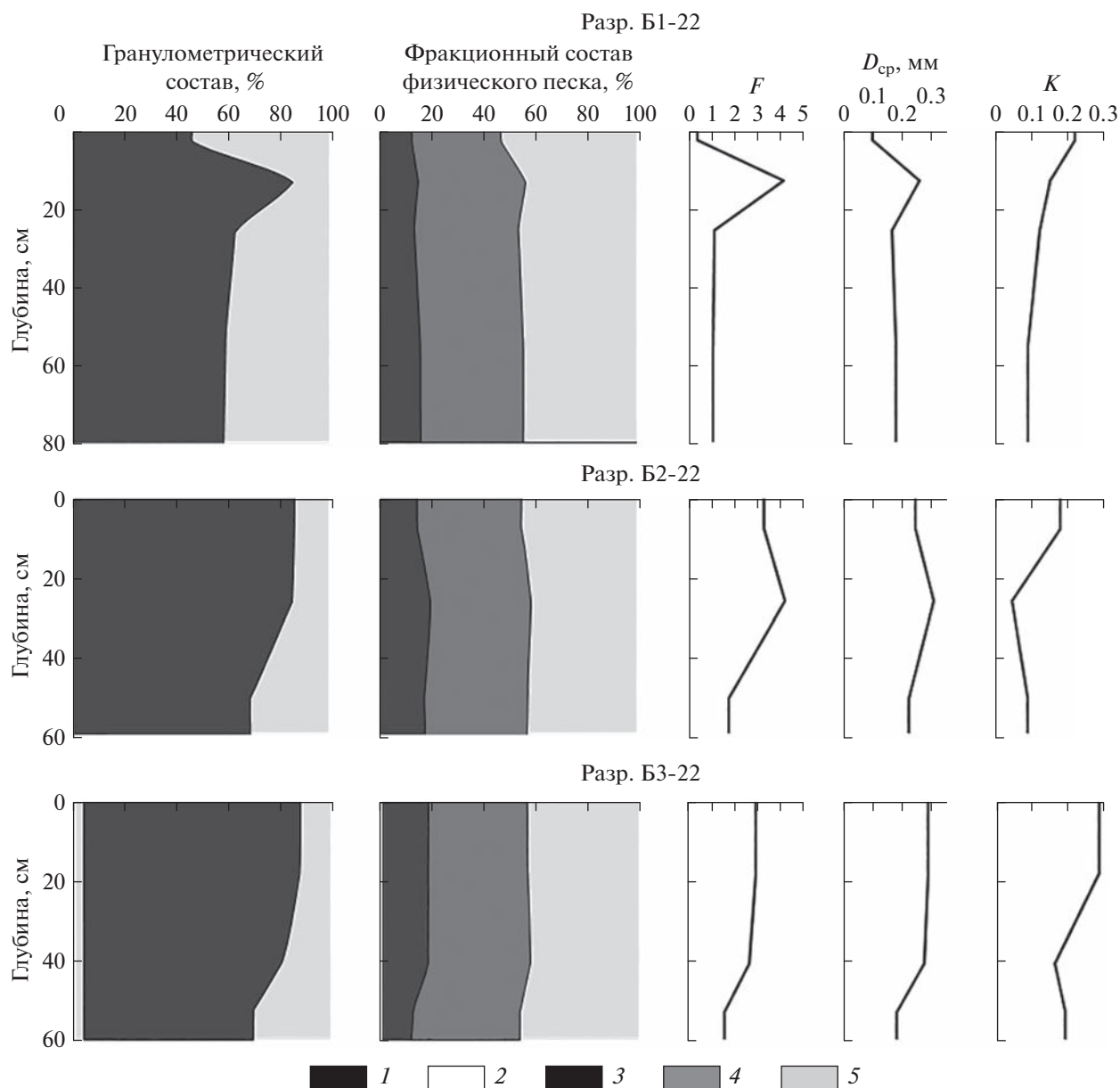


Рис. 3. Профильное распределение гранулометрического состава, фракций среднего (СП), мелкого (МП) песка и крупной пыли (КП), динамический фактор (F), средний размер зерна (D_{cp}) и показатель дисперсности отложений (K) в разрезах Б-1, Б-2 и Б-3: 1 – физический песок, 2 – физическая глина, 3 – средний песок, 4 – мелкий песок, 5 – крупная пыль.

HCO_3^- общ в солончаке глеевом низкое, профильное распределение равномерное. Количество сульфат-ионов изменяется от 1.25 до 4.13 смоль(экв)/кг почвы, максимальные значения встречаются в горизонте Sg,ca. В составе анионов доля SO_4^{2-} варьирует от 9 до 21%. Тип химизма в солончаках по катионам натриевый. Содержание Na^+ преобладает в составе катионов (91–94% от суммы катионов).

Расчет гипотетических солей показал [3], что в солончаках новообразования представлены в основном галитом (NaCl). Его содержание в гори-

зонте Sg,ca равно 75.9 смоль(экв)/кг, что составляет 2.2 при плотном остатке 2.7.

Второй модельный полигон расположен на супераквальных позициях приозерного понижения. Предшествующая череда сухих лет, мелководья и усыхания озер способствовали снижению уровня грунтовых вод, которые на момент исследования в профиле почв отсутствовали, поэтому окислительно-восстановительные условия были достаточно стабильные. Тип профиля представлен следующей системой генетических горизон-

Таблица 1. Физико-химические свойства приозерных почв оз. Бабье

Горизонт, глубина, см	pH	CO ₂ карб	C _{орг}	Обменные основания, смоль(экв)/кг почвы	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
		%			% от суммы			
Разрез Б-1. Солончак глеевый								
Sg,ca, 0—5	8.4	8.3	2.81	27.5	7	25	68	0
Cg,ox,ca,s, 5—20(22)	8.8	2.3	0.28	13.3	18	30	46	6
CGs,ca, 20(22)—30	8.5	7.8	0.37	17.3	16	25	57	1
2CGs,ca, 30—80	8.2	9.4	0.26	12.8	22	31	44	3
Разрез Б-2. Гумусово-глеевая засоленная почва								
AJca,s, 0—15(18)	8.6	1.9	0.71	9.8	33	53	11	3
ACca,s,15(18)—34(39)	9.7	1.6	0.17	11.1	22	22	53	3
CGca,s, 34(39)—65	9.6	6.0	0.24	12.4	19	26	53	2
Разрез Б-3. Светлогумусовая засоленная почва								
AJca, 0—33(39)	7.5	0.5	0.74	8.6	51	37	8	4
ACca,dc,s, 33(39)—44(47)	9.4	0.6	0.53	19.1	19	21	59	1
Cca,s, 44(47)—60	9.2	1.3	0.39	20.7	17	15	66	1

тов: AJca,s–ACca,s–CGca,s и по [23, 35, 50] соответствует гумусово-глеевой засоленной почве (Calcaric Mollic Gleysol (Arenic, Endosalic, Sodic)).

Изученные почвы имеют неоднородный гранулометрический состав: выделяются супесчаная (0–34(39) см) и среднесуглинистая (34(39)–65 см) толщи. По динамическому коэффициенту верхние слои диагностируют эоловые ($F > 3$), а нижние – озерные ($F < 1$) условия седиментации. Отмечаются и различия по дисперсности глинистой компоненты (K): коллоидно-илистой в светлогумусовом горизонте и тонкой коллоидной в озерных отложениях (рис. 3).

Гумусово-глеевая засоленная почва характеризуется сильнощелочными значениями pH, максимальные значения этого показателя встречаются в нижних горизонтах почвы (9.7–9.6). Содержание карбонатов варьирует от 1.6 (ACca,s) до 6.0% (CGca,s). Почвы малогумусные, поэтому сложно диагностировать верхний горизонт как темногомусовый. На данном этапе исследований ввели обозначение AJ. Изученные почвы имеют низкую поглотительную способность. Среди обменных катионов в верхней части профиля более 50% приходится на Mg²⁺ и 33% на Ca²⁺. В горизонтах ACca,s и CGca,s наблюдается резкое увеличение доли натрия – до 53% от суммы катионов.

Изученная почва (разрез Б-2) является засоленной: в слое 0–15(18) см – слабо, а глубже отмечается увеличение содержания легкорастворимых солей до средней степени засоления. Распределение легкорастворимых солей по профилю соответствует элювиально-иллювиальному типу. Химизм засоления по анионам в горизонте AJca,s

содово-хлоридный, в горизонтах ACca,s и CGca,s – хлоридно-содовый; по катионам однотипный – натриевый. Содержание Cl[–] в изученной почве ниже в 10 раз по сравнению с солончаками. В составе анионов его доля от суммы анионов изменяется от 60% в гор. AJca,s, до 19 и 2% соответственно в гор. ACca,s и CGca,s. Максимальное содержание HCO₃[–] отмечается в нижней части профиля. В составе катионов во всех горизонтах преобладает Na⁺ (68–81% от суммы катионов). В горизонтах AJca,s и ACca,s заметно возрастает содержание Ca²⁺ и Mg²⁺. Увеличение этих катионов отразилось и на составе гипотетических солей. В их составе возрастает роль карбонатных образований (56% от суммы солей, преимущественно за счет Na₂CO₃ и NaHCO₃) и резко снижается хлоридных (до 10%) и сульфатных (4–6%).

Третий модельный полигон заложен на пологом склоне элювиально-супераквального (приозерно-зонального) участка палеогидроморфной позиции озерной депрессии. Морфологическое строение почв (Б-3) имеет следующую формулу: AJca–ACca,dc,s–Cca,s и диагностирует тип светлогумусовой засоленной почвы (Fluvic Kastanozem (Epiarenic, Amphiloamic, Sodic)) [23, 35, 50].

Горизонт AJca имеет слабощелочную реакцию среды (pH 7.5), ниже по профилю отмечается резкое возрастание этого показателя до сильнощелочных значений (9.2–9.4). Содержание карбонатов низкое. Почвы малогумусные, характер распределения органического вещества постепенно убывающий. Емкость катионного обмена изменяется от 8.6 до 20.7 смоль(экв)/кг. Минимальные значения этого показателя отмечаются в

Таблица 2. Водная вытяжка почв приозерного понижения оз. Бабье

Показатель	Тип почвы, глубина, см									
	солончак глеевый				гумусово-глеевая			светлогумусовая		
	0–5	5–20	20–30	30–80	0–15	15–34	34–65	0–33	33–44	44–60
Легкорастворимые соли, %	2.680	0.761	0.604	0.471	0.103	0.315	0.226	0.059	0.281	0.435
Токсичные соли, %	2.624	0.725	0.567	0.439	0.078	0.267	0.202	0.039	0.232	0.387
Состав анионов, смоль(экв)/кг										
CO_3^{2-}	0.32	0.36	0.36	0.16	0.16	1.36	0.64	0.01	1.20	1.60
HCO_3^-	1.00	0.76	0.72	0.60	0.24	1.52	41.76	0.24	1.52	1.76
$\Sigma_{\text{общ}}$	1.16	0.94	0.90	0.68	0.68	0.72	0.84	0.24	2.12	2.56
SO_4^{2-}	4.13	2.63	1.46	1.25	0.06	0.25	0.25	0.05	0.59	1.22
$\text{SO}_{4\text{токс}}^{2-}$	4.13	2.63	1.46	1.25	0.06	0.25	0.25	0.04	0.59	1.22
Cl^-	39.72	8.64	7.90	6.02	0.68	0.72	0.84	0.64	0.92	1.44
Состав катионов, смоль(экв)/кг										
Ca^{2+}	0.70	0.45	0.45	0.40	0.30	0.60	0.30	0.25	0.60	0.60
Mg^{2+}	2.10	0.30	0.20	0.25	0.15	0.50	0.35	0.10	0.15	0.20
Na^+	35.48	11.3	8.26	6.41	1.08	3.07	3.19	0.57	3.26	6.74
K^+	0.23	0.03	0.02	0.02	0.05	0.10	0.09	0.01	0.05	0.02
% от суммы анионов										
CO_3^{2-}	1	3	3	2	14	35	1	1	28	26
HCO_3^-	2	6	7	7	21	39	96	26	36	29
SO_4^{2-}	9	21	14	16	5	7	1	5	14	20
Cl^-	88	70	76	75	60	19	2	68	22	25
% от суммы катионов										
Ca^{2+}	2	4	5	6	20	14	8	27	15	8
Mg^{2+}	6	2	2	4	9	12	9	11	4	3
Na^+	91	94	92	90	68	72	81	61	80	89
K^+	1	0.2	0.2	0.2	3	2	2	1	1	0.3

верхнем светлогумусовом горизонте, соотношение обменных катионов в нем типичное для зональных почв. С глубиной (АСса,s, Сса,s) значения емкости поглощения увеличивается в 2 раза преимущественно за счет возрастания доли обменного натрия в составе катионов — до 59–66%.

Почвы имеют различную степень засоления. Верхний гумусовый горизонт не засолён, тогда как в горизонтах АСса,s и Сса,s содержание солей увеличивается соответственно в 5 и 7 раз по сравнению с АJca и соответствует средней (АСса,s) и сильной (Сса,s) степеням засоления. Распреде-

ние легкорастворимых солей по профилю имеет грунтово-аккумулятивный тип. Профильное распределение CO_3^{2-} и $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ неравномерное: в светлогумусовом горизонте их содержание минимальное, в озерных отложениях — максимальное. Такая высокая концентрация гидрокарбонатных ионов обуславливает содовый химизм засоления. Содержание хлоридов невысокое (0.64–1.44 смоль(экв)/кг), с глубиной в засоленных горизонтах его содержание увеличивается (табл. 3). Содержание сульфат-ионов в светлогумусовой засоленной почве низкое, с глубиной от-

Таблица 3. Содержание элементов в приозерных почвах оз. Бабье

Элемент	Тип почвы, глубина, см									
	солончак глеевый				гумусово-глеевая			светлогумусовая		
	0–5	5–20	20–30	30–80	0–15	15–34	34–65	0–33	33–44	44–60
%										
Al	5.06	5.67	5.47	5.31	5.47	5.47	5.48	5.78	6.01	6.17
Fe	1.97	1.32	1.39	1.27	2.25	1.36	1.44	1.92	2.07	2.34
Ca	5.06	1.98	2.02	6.97	7.16	1.52	3.00	0.71	0.77	1.36
Mg	3.55	0.71	0.83	1.67	0.97	0.82	2.12	0.27	0.46	0.68
K	1.83	2.61	2.48	2.36	2.12	2.53	2.33	2.44	2.43	2.38
Na	1.99	2.17	1.81	1.73	1.55	1.81	1.66	1.69	1.78	1.96
Ti	0.22	0.16	0.19	0.15	0.20	0.14	0.16	0.22	0.21	0.24
мг/кг										
Li	55.2	29.5	27.8	34.6	27.7	31.9	39.1	24.6	27.1	28.7
Cu	19.2	10.6	9.8	12.3	16.3	9.4	13.6	11.1	12.5	13.3
Sr	1465	520	454	873	662	438	866	287	270	280
Ba	454	608	604	545	580	586	542	581	573	569
Be	1.8	2.2	2.1	1.8	1.8	2.2	2.1	2.3	2.4	2.4
Zn	52.8	19.6	23.1	25.8	37.1	20.0	26.4	26.5	33.1	38.7
Sc	7.4	4.5	4.9	5.0	6.7	4.6	5.5	5.8	6.5	7.4
V	13.5	7.8	9.9	9.3	13.3	7.7	9.3	11.2	11.8	13.3
La	17.7	13.2	17.8	15.7	19.2	15.5	15.0	19.6	21.0	22.2
Ce	40.6	26.2	30.9	29.3	38.8	27.8	30.9	27.7	40.8	41.4
Pb	24.8	22.6	23.8	17.9	22.5	18.0	17.1	24.7	20.7	23.9
P	588	190	268	284	587	173	160	289	224	208
V	54.8	24.5	26.5	23.0	42.5	28.6	28.8	41.5	46.8	51.9
As	22.3	13.2	10.5	9.6	9.5	14.5	14.4	13.6	16.3	17.1
S	2250	584	319	807	904	212	212	278	437	890
Cr	34.5	19.7	20.5	21.1	24.3	19.6	21.2	26.6	30.7	35.6
Mn	477.3	234.3	321.3	320.4	673.1	228.5	281.5	376.9	301.9	339.8
Co	9.6	5.2	5.9	4.9	8.5	5.5	6.4	7.8	7.7	9.0
Ni	21.9	9.5	10.0	9.4	15.6	8.7	13.5	12.8	17.7	22.2

мечается постепенное увеличение этого показателя. Среди катионов доминирует натрий. Обращает внимание различное долевого участие его в катионном составе. В незасоленном горизонте она составляет 61% от суммы катионов, в засоленных — 80–89%. Химизм засоления изученных почв по анионам содово-хлоридный и хлоридно-содовый; по катионам — натриевый. В составе гипотетических солей светлогумусовой засоленной почвы в горизонте А₁с_a образуется нетоксичный карбонат кальция и галит. Самые высокие значения солей встречаются в горизонте АСс_a,s, доминируют NaHCO₃, Na₂CO₃·NaHCO₃·2H₂O, Na₂CO₃·10H₂O, также участвуют NaHCO₃, Ca(HCO₃)₂, Mg(HCO₃)₂. В горизонте Сс_a,s отмечена аккумуляция галита NaCl и тенардита Na₂SO₄.

Для оценки геохимической специализации приозерных почв был изучен элементный состав генетических горизонтов, почвообразующих озерных и озерно-эоловых отложений. Установлена высокая вариабельность для S, P, щелочно-земельных элементов (Mg, Ca, Sr), элементов группы железа (Cr, Mn, Co, Ni) (*V* > 50%). Также достаточно широкий разброс данных выражен для Li, Zn, Y, La, Pb, V (*V* = 33–50%). Наименьший же диапазон варьирования встречается для As, Fe (*V* = 20–33%) и Na, K, Ba, Be, Al (*V* = 10–20%).

Процессы засоления способствуют концентрированию элементов, особенно в горизонте Sg, с_a солончаков глеевых, для которого характерно совмещение испарительного, окислительного и сорбционного барьеров. Геохими-

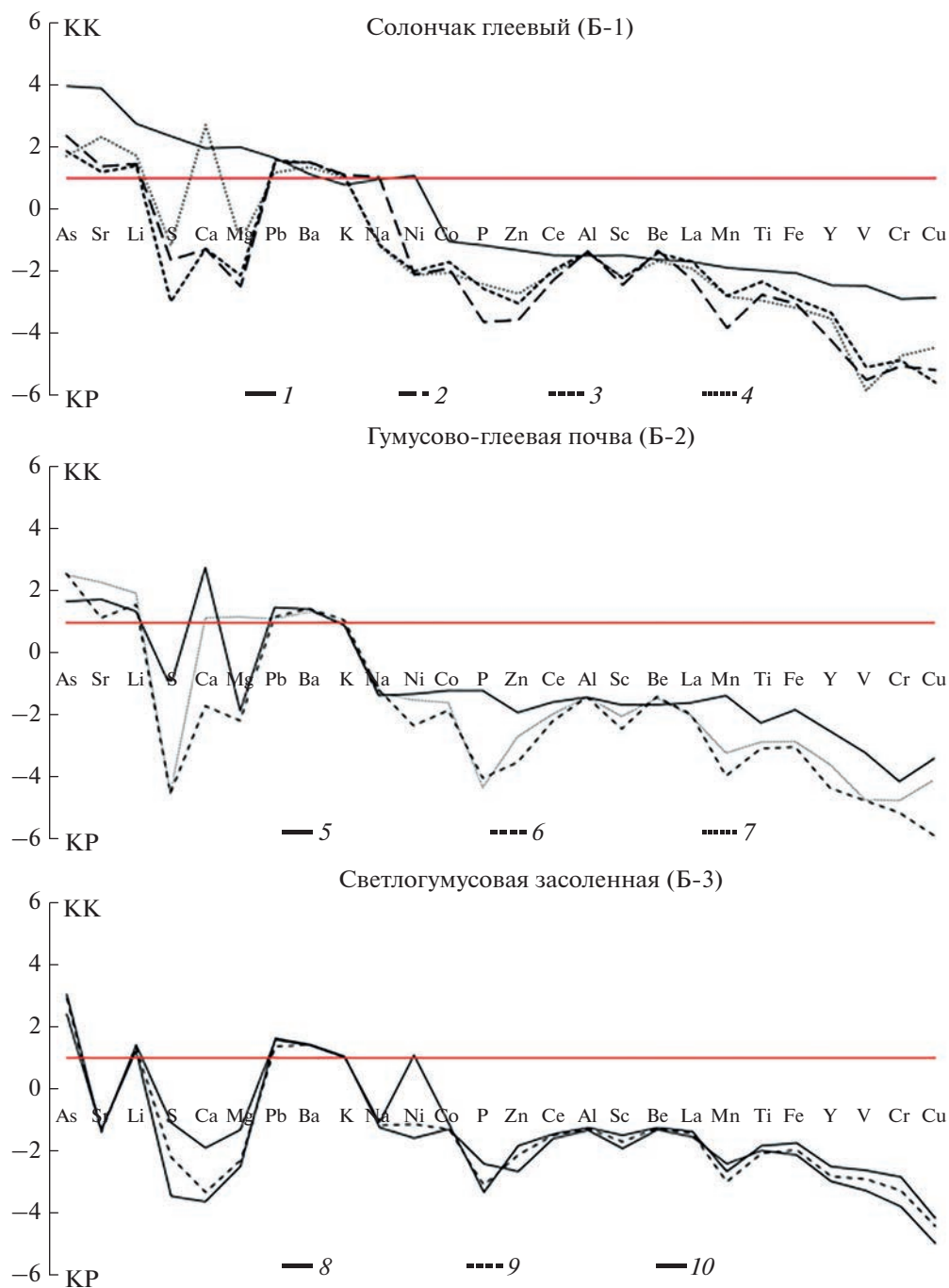


Рис. 4. Геохимические спектры химических элементов приозерных почв оз. Бабы по отношению к кларку литосферы: КК – кларки концентрации; КР – кларки рассеивания; горизонты: 1 – Sg,ca, 2 – Cg,ox,ca,s, 3 – CGs,ca, 4 – 2CGs,ca; 5 – AJca,s, 6 – ACsa,s, 7 – CGsa,s; 8 – AJca, 9 – ACsa,dc,s, 10 – Csa,s.

ческая специализация этого горизонта определяется накоплением следующих элементов: $As_{4.0}Sr_{3.9}Li_{2.8}S_{2.4}Mg_{2.0}Ca_{2.0}Pb_{1.7}$. В озерных осадках этой почвы аккумулируются $Ca_{2.7}Sr_{2.3}As_{1.7}Li_{1.7}Ba_{1.4}$ (рис. 4). Средняя контрастность радиальной дифференциации в солончаках характерна для S, As, Mg, Sr, Li. В светлогумусовой почве содержание

элементов выше кларковых значений отмечается только для $As_{2.4-3.1}Pb_{1.4-1.6}Ba_{1.1-1.5}Li_{1.2-1.4}$ и низкое содержание (КК < 0.2–0.3) для Ca, Mg (гор. AJca, ACsa,s), Cu, P, V, Cr (весь профиль).

Процессы окисления отражаются в поведении щелочноземельных элементов, в первую очередь Ca, Mg, Sr, в меньшей степени Ba. Со-

держание кальция во всех изученных почвах изменяется от 0.71 до 7.16% (в 10 раз). В светлогумусовой почве количество его минимальное (0.71–1.36%), в горизонте А₁са гумусово-глеевой почвы (7.16%) и в Sg,са солончаков (5.06%) – максимальное. Содержание и характер распределения Mg аналогичен Ca. Коэффициент окarbonачивания ($\text{CaO} + \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$), показывающий накопление кальцита и доломита [54], в светлогумусовой почве низкий (0.1–0.3). В верхнем горизонте (1.4) и озерных отложениях (1.2) солончака глеевого и гумусовом горизонте гумусово-глеевой почвы (1.1) это отношение увеличивается по сравнению с зональной почвой в 4–10 раз. Увеличение кальция в донных осадках связано с поступлением его в озера с подземным и поверхностным стоком, и минерализацией растворенных и накапливающихся в донных осадках веществ [1, 40, 49]. В юго-восточном Забайкалье, Северной Корее, во многих районах Китая отмечается развитие эндемичной болезни Кашина–Бека (уровская болезнь) [17]. Высказано свыше 20 гипотез ее происхождения, но среди них доминирует биогеохимическая Ca–Sr гипотеза Ковальского, согласно которой болезнь развивается при недостатке Ca и избытке Sr [25]. Повышенное содержание Sr в почвах, водах, растениях [16, 17, 25] и пониженное Ca является фактором экологического риска для жизни людей. В почвах эндемичных районов значение Ca/Sr составляет в среднем 36 ± 11 [16]. В солончаках и гумусово-глеевой почвах это отношение изменяется от 35 до 108 и соответствует фоновым (не загрязненным) почвам, а в светлогумусовой – отношение Ca/Sr варьирует от 25 до 29, характеризуется как неблагоприятное, соответствующее почвам эндемичных районов [16].

Геохимическими особенностями изученных почв является повышенное содержание As. КК изменяется от 1.7–4.0. Накопление мышьяка, вероятно связано с близким расположением района исследования (в 24 км) к Шерловогорской мышьяковой биогеохимической провинции с повышенными и ураганными значениями As (КК = 1183) [38, 48].

Для установления влияния озерных вод на почвы полученные материалы по разным показателям были обработаны методом кластерного анализа. По гранулометрическому составу слои почвы сгруппировались в четыре кластера (рис. 5). Пороговые расстояния, разграничивают супесчаные и легкосуглинистые слои (1.2 кластер); средне- и тяжелосуглинистые (3) и глинистые (4). В солончаке ранжировалось 3 кластера: глинистые, супесчаные и средне- и тяжелосуглинистые слои. Гумусово-глеевая и светлогумусовая почвы имеют однотипное чередование слоев: в верхней части – супесчаных, в нижней – среднесуглинистых.

Физико-химические свойства (рН, CO_2 карбонатов, содержание легкорастворимых, токсичных солей, водорастворимых анионов и катионов, обменные Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , активности $a\text{Na}^+$, $a\text{Cl}^-$, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$) ранжировались на три кластера (рис. 5с). В первый объединились все горизонты светлогумусовой и гумусово-глеевой почвы. В солончаках горизонт Sg,са занимает отдельный кластер. Глеевый горизонт и озерные отложения объединились в один кластер (рис. 5д).

По химическим элементам изученные почвы ранжировались на 4 кластера (рис. 5е). В светлогумусовой засоленной почве все горизонты объединились в один кластер. Наиболее контрастная дифференциация профиля отмечается для солончаков глеевых. В солончаковом, глеевом горизонтах и озерных отложениях отмечается различная геохимическая специализация. По элементному составу проявляется однотипность состава солончаков и гумусово-глеевых почв (рис. 5е, 5ф). Это показывает влияние озерных минерализованных вод на почвы, формирующиеся на супераквально-субаквальных (солончаки глеевые) и супераквальных позициях (гумусово-глеевая). Чередование затопления и регрессии береговой линии способствуют однотипности элементного состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что почвообразование в приозерных ландшафтах степной зоны юго-восточного Забайкалья протекает на фоне циклических изменений уровня озер. Морфологическое строение, а также данные вещественного состава показывают проявление современных процессов засоления и гидрогенного окarbonачивания.

Наряду с очень важной ролью гидрогеологического фактора, на формирование приозерных почв немаловажное значение оказывает эоловая составляющая. Выявлена высокая вариабельность в изученных почвах гранулометрического состава, рН, степени засоления, активности ионов, состава обменных катионов. В меньшей степени проявляются различия по химизму засоления.

Наибольшая концентрация элементов характерна для солончакового горизонта, в котором совмещается испарительный, окислительный, сорбционный барьеры. Его геохимическая специализация определяется накоплением As, Sr, Li, S, Mg, Ca, Pb. В озерных осадках аккумулируются As, Mg, Ca, Li, Sr, Ba. В светлогумусовой почве выше кларковых значений содержится As и Pb, КК в пределах 1.2–1.5 отмечается для Ba и Li, отмечается однотипное с эндемичными почвами районов проявления болезни Кашина–Бека соотношение Ca/Sr.

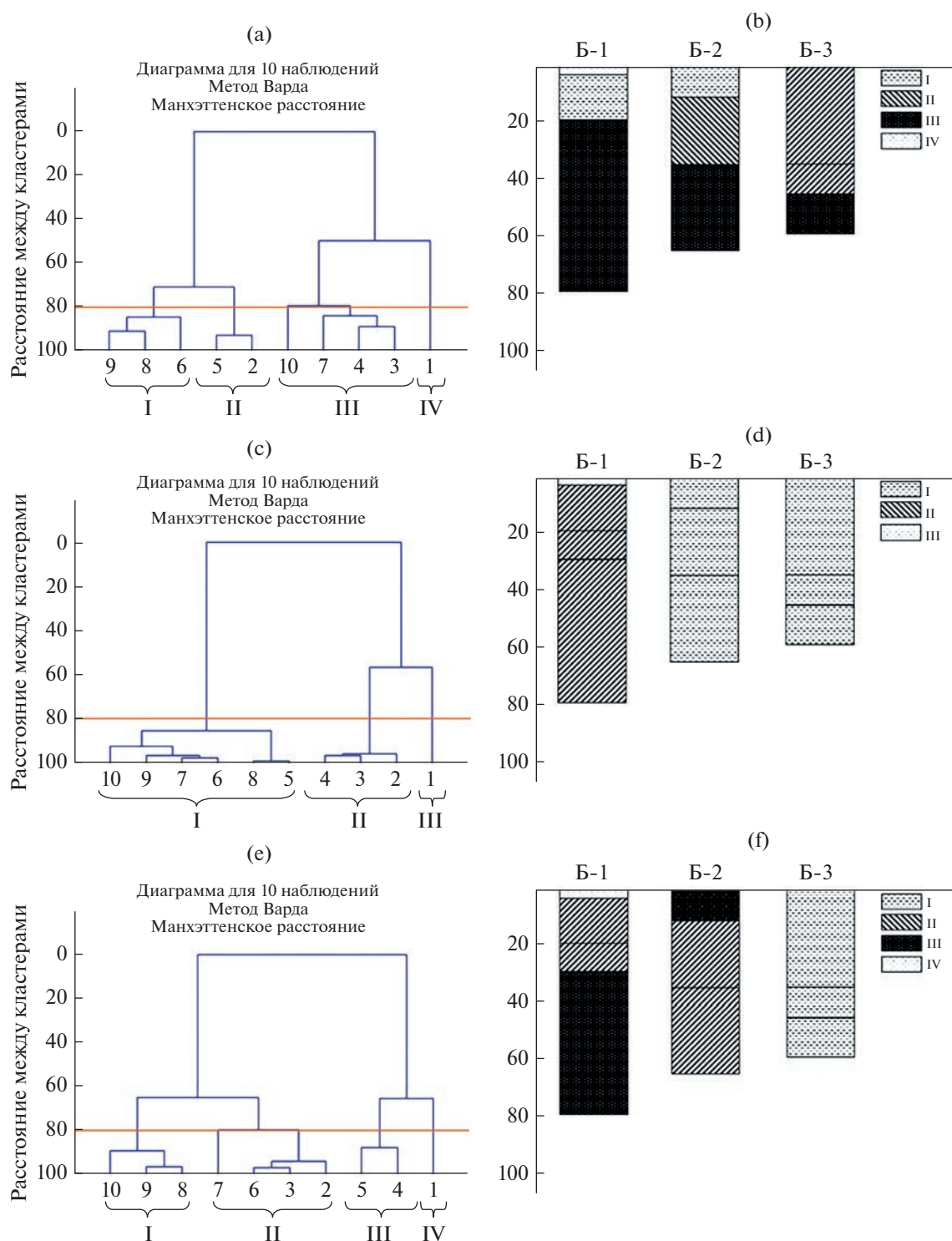


Рис. 5. Дендрограмма сходства и ранжирования почв по данным гранулометрического состава (а, б); физико-химическим свойствам (с, д) и элементному составу почв (е, ф). Номера точек: Б-1: 1 – Sg,ca (0–5 см); 2 – Cg,ox,ca,s (5–20/22 см); 3 – CGs,ca (20/22–30 см); 4 – 2CGs,ca (30–80 см); 5 – AJs (0–15/18 см); 6 – ACsa,s (15/18–34/39 см); 7 – CGca,s (34/39–65 см); 8 – AJca (0–33/39 см); 9 – ACsa,dc,s (33/39–44/47 см); 10 – Csa,s (44/47–60 см).

Региональные геохимические особенности изученных почв связаны с высоким содержанием As в почвообразующих породах.

Наиболее информативные индикаторные свойства имеет гумусово-глеевая почва. По физико-химическим показателям она близка к светло-гумусовой почве, по элементному составу — к солончаку. Этот тип почв можно использовать как основной при проведении мониторинговых наблюдений динамики экосистем.

Выражаем надежду, что исследования по изучению приозерных почв внутриконтинентальных районов Евразии дадут дополнительный материал для развития представлений о многообразии процессов, происходящих в засоленных длительно сезонно-мерзлотных почвах. Продолжение исследований будет связано с дальнейшим изучением разнообразия, генезиса, свойств, геохимической специализации и классификации приозерных почв содового и сульфатного типов засоления.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания Института общей и экспериментальной биологии СО РАН (№ госрегистрации 121030100228-4).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абидуева Е.Ю., Сыренжапова А.С., Намсараев Б.Б. Функционирование микробных сообществ в содово-соленых озерах Онон-Керуленской группы (Забайкалье и Северо-Восточная Монголия) // Сибирский экологический журн. 2006. № 6. С. 707–716.
2. Баженова О.И., Черкашина А.А. Голоценовый морфолитогенез в озерных котловинах юго-восточного Забайкалья // Геоморфология. 2018. № 2. С. 4–19. <https://doi.org/10.7868/S0435428118020013>
3. Базилевич Н.И., Панкова Е.И. Методические указания по учету засоленных почв. М.: Гипроводхоз, 1968. 91 с.
4. Березин П.Н. Особенности распределения гранулометрических элементов почв и почвообразующих пород // Почвоведение. 1983. № 2. С. 64–72.
5. Борзенко С.В. Основные условия формирования химического состава вод соленых и солоноватых озер Восточного Забайкалья // Геохимия. 2020. Т. 65. № 12. С. 1212–1230. <https://doi.org/10.31857/S0016752520090034>
6. Борзенко С.В. Причины гидрогеохимического разнообразия соленых озер Восточного Забайкалья // Успехи современного естествознания. 2022. № 9. С. 51–60.
7. Воробьева Л.А. Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
8. Воскресенский С.С., Постоленко Г.А., Симонов Ю.Г. Генезис и строение рельефа юго-восточного Забайкалья // Геоморфологические исследования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. С. 11–122.
9. Глазовская М.А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. Ч. 1. 231 с.
10. Горячкин С.В. География экстремальных почв и почвоподобных систем // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 6. С. 564–571. <https://doi.org/10.31857/S0869587322060056>
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (третье поколение). Лист М50 – Борзя. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.
12. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология / Пер. с польск. Под ред. Унруг Р. М.: Недра, 1980. 640 с.
13. Давыдова Н.Д. Биогеохимическая специализация растений степных геосистем Онон-Аргунского междуречья // География и природные ресурсы. 2012. № 3. С. 93–99.
14. Давыдова Н.Д. Состояние озер Онон-Аргунского междуречья в условиях меняющегося климата // География и природные ресурсы. 2020. № 5. С. 147–153. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2020-5\(147-153\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2020-5(147-153))
15. Дулепова Б.И. Растительность Даурского озерно-степного заповедника // Ученые записки Забайкальского государственного гуманитарно-педагогического университета им. Н.Г. Чернышевского. 2010. Т. 1. С. 35–39.
16. Ермаков В.В., Гуляева У.А., Тютиков С.Ф., Кузьмина Т.Г., Сафонов В.А. Биогеохимия кальция и стронция в ландшафтах Восточного Забайкалья // Геохимия. 2017. № 12. С. 1115–1127. <https://doi.org/10.7868/S0016752517090023>
17. Замана Л.В., Рихванов Л.П., Соктоев Б.Р., Барановская Н.В., Эпова Е.С., Солодухина М.А., Михайлова Л.А., Копылова Ю.Г., Хвощевская А.А. Новые данные об элементном составе природных вод в районе распространения Уровской (Кашина–Бека) болезни (Забайкальский край) // Изв. Томского политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 1. С. 121–133. <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/1/56>
18. Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов А.И., Ербаева М.А. Петромагнитные и гранулометрические характеристики четвертичных отложений опорного разреза Тологой (Бурятия, Россия) // Проблемы геокосмоса: Материалы 12-й междунар. школы-конф. Петергоф, 8–12 октября 2018 г. Санкт-Петербург, 2018. С. 105–112.
19. Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Моск. ун-та. Сер. География. 2015. № 2. С. 7–17.
20. Касимов Н.С., Касатенкова М.С., Ткаченко А.Н., Лычагин М.Ю., Крооненберг С.Б. Геохимия лагуно-маршевых и дельтовых ландшафтов Прикаспия. М.: Лига-Вент, 2016. 244 с.

21. *Кашицкая М.А.* Исследование динамики площадей водной поверхности озер степной зоны Восточного Забайкалья на основе данных дистанционного зондирования Земли // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 3. С. 242–253. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-3-242-253>
22. *Кияшко Н.В., Комаров И.А., Голованов Д.Л.* Крио-метаморфизм почвенных растворов и формирование солевого профиля солончаков Монголии (по результатам моделирования) // Почвоведение. 2014. № 5. С. 530–536. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14050062>
23. Классификация и диагностика почв России. 2004. Смоленск: Ойкумена. 342 с.
24. Климатический справочник СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1958. Вып. 23. Ч. 1. 288 с.
25. *Ковальский В.В., Блохина Р.И., Засорина Е.Ф., Самарина И.А., Хоботьев В.Г.* Стронциево-кальциевые субрегионы биосферы и биогеохимические провинции // Тр. Биогеохим. лаб. 1978. Т. 15. С. 121–130.
26. *Королук Т.В.* Особенности солевой динамики в длительно-сезонномерзлых засоленных почвах Южного Забайкалья // Почвоведение. 2014. № 5. С. 515–529. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14050098>
27. Лимнология и палеолимнология Монголии. М., 2014. 412 с.
28. *Лукашов А.А.* Тектоно-гидрографические загадки территории заповедника “Даурия”. Взгляд с орбиты // Земля из космоса. 2013. № 16. С. 84–95.
29. *Мордкович В.Г.* Зоологическая характеристика примитивных почв в осушенных зонах соленых озер юга Сибири // Зоологический журн. 1973. Т. 53. № 9. С. 1321–1329.
30. *Мордкович В.Г., Любеченский И.И.* Роль крупных членистоногих (Arthropodia: aranei, inse) в развитии галоморфных почв на юге Сибири // Почвоведение. 2017. № 6. С. 698–710. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17040062>
31. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока) / Отв. ред. Флоренсов Н.А. М.: Наука, 1974. 359 с.
32. *Обязов В.А., Кирилюк В.Е., Кирилюк А.В.* Торейские озера как индикатор многолетних изменений увлажненности Юго-Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2021. Т. 3. Вып. 3. С. 204–232. <https://doi.org/10.34753/HS.2021.3.3.204>
33. *Обязов В.А.* Вековые тенденции изменений климата на юго-востоке Забайкалья и в сопредельных районах Китая и Монголии // Метеорология и гидрология. 1999. № 10. С. 33–40.
34. *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
35. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
36. Руководство по лабораторным методам исследования ионно-солевого состава нейтральных и щелочных минеральных почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1990. 236 с.
37. *Скляр Е.В., Склярова О.А., Меньшагин Ю.В., Данилова М.А.* Минерализованные озера Забайкалья и Северо-Восточной Монголии: особенности пространства и рудогенерирующий потенциал // География и природные ресурсы. № 4. 2011. С. 29–39.
38. *Солодухина М.А., Юргенсон Г.А., Смирнова О.К.* Мышьяк в почвах Шерловогорского рудного района // Вестник Забайкальского центра РАЕН. 2010. № 1. С. 15–19.
39. Солончатые и соленые озера Забайкалья: гидрохимия, биология. Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2009. 332 с.
40. *Солотчин П.А.* Литолого-минералогические летописи донных отложений озер сибирского региона как основа палеоклиматических реконструкций. Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2023. 42 с.
41. *Сочава В.Б., Тимофеев Д.А.* Физико-географические области Северной Азии // Докл. ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. 1968. Вып. 19. С. 3–19.
42. *Титлянова А.А., Мордкович В.Г.* Некоторые биогенотические особенности осушенной зоны озера Большой Чинданд // Изв. СО АН СССР. Сер. Биологическая. 1970. № 5. С. 59–66.
43. *Ткачук Т.Е., Жукова О.В.* Результаты мониторинга растительности на стационарном геоботаническом профиле в Даурском заповеднике // Природоохранное сотрудничество: Россия, Монголия, Китай. 2010. № 1. С. 290–294.
44. *Хадеева Е.Р.* Галогенез почв Забайкалья и Предбайкалья. Автореф. дис... канд. биол. наук. Иркутск, 2021. 20 с.
45. *Черноусенко Г.И.* Засоленные почв юга Восточной Сибири. М.: МАКС Пресс, 2022. 480 с.
46. *Чичагов В.П.* Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности эолового рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. М.: Ин-т географии РАН, 1998. 205 с.
47. *Шварцев С.Л., Колпакова М.Н., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Ариунбилэг С.* Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии // Геохимия. 2014. № 5. С. 432–449. <https://doi.org/10.7868/S0016752514030078>
48. *Юргенсон Г.А., Солодухина М.А., Смирнова О.К., Смирнов А.А., Боковенко Л.С.* К проблеме биологического поглощения токсичных химических элементов растениями в природных и геотехногенных системах // Вестник МАНЭБ, 2009. Т. 14. № 3. С. 110–113.
49. *Borzenko S.V., Shvartsev S.L.* Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia) // *Ap Geochemistry*. 2019. № 103. P. 72–84. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.02.014>
50. 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 № 106. FAO, Rome. 192 p.

51. *Kashnitskaya M.A., Bolgov M.V.* Closed Torey lakes: is it possible to predict changes in hydrological regime? // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2021. V. 46. P. 341–344.
<https://doi.org/10.3103/S1068373921050095>
52. *Kroonenberg S.B., Baduykova E.N., Storms J.E.A., Ignatov E.I., Kasimov N.S.* A full sea-level cycle in 65 years: barrier dynamics along Caspian shores // *Sedimentary Geology*. 2000. V. 134. P. 257–274.
53. *Last W.M.* Geolimnology of salt lakes // *Geosci. Journal*. 2002. V. 6. P. 347–369.
54. *Retallack G.J.* Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology. 2nd Ed. // Oxford: Blackwell, 2001. 600 p.
55. *Sun D.* Soda lakes and origin of their trona deposits on the Nei Mongol plateau of China // *Chin. J. Ocean., Limnol.* 1987. V. 5. P. 351–362.
56. *Tkachenko A.N., Gerasimova M.I., Lychagin M.Yu., Kasimov N.S., Kroonenberg S.B.* Bottom sediments in deltaic shallow-water areas – are they soils? // *Geography Environment Sustainability*. 2016. V. 1. P. 39–52.
57. *Williams W.D.* Chinese and Mongolian saline lakes: a limnological overview // *Hydrobiologia*. 1991. V. 210. P. 39–66.
58. *Zhao W.* Biological and ecological features of inland saline waters in North Hebei, China // *International J. Salt Lake Research*. 1999. № 8. P. 267–285.
59. *Zhao W., Zheng X.Z., Zhao M.P.* Biological and ecological features of saline lakes in northern Tibet, China // *Hydrobiologia*. 2005. V. 541. P. 189–203.
60. *Zheng X.* Salt lakes and their origins in Xinjiang, China // *Chin. J. Ocean., Limnol.* 1987. V. 5. P. 172–185.

Soils of Lakeside Depressions of Pulsing Chloride Lakes of Internal Runoff in Central Asia: Morphology, Physical-Chemical and Geochemical Features

V. I. Ubugunova¹*, L. L. Ubugunov¹, A. D. Zhambalova¹, T. A. Ayushina¹, and V. L. Ubugunov¹

¹*Institute of General and Experimental Biology SB RAS, Ulan-Ude, 670047 Russia*

*e-mail: ubugunova57@mail.ru

Data on saline soils of drainless lakeside depressions, which are formed in areas of extra continental climate with a cyclic 25–30-year change in the level of lakes within the arid and humid climatic phases, were obtained first. Different types of soils are shown to be formed on the landscapes adjacent to highly mineralized chloride lakes of southeastern Trans-Baikal Region: on supraaqueous–subaqueous positions– gleyic solonchaks (Gleyic Solonchak (Loamic, Chloridic)); on supraaqueous – humus–gley saline soils (Calcaric Mollic Gleysol (Arenic, Endosalic, Sodic)); on eluvial-supraaqueous – light-humus saline soils (Fluvic Kastanozem (Epiarenic, Amphiloamic, Sodic)). Salinity degree of the soils under the study is different. Salinity chemistry is sodium taking into account cations. Anion content in solonchaks and upper horizon of humus-gley soil is mostly chloride. Soda-chloride and chloride-soda anion composition prevail in other soils. Gleyic solonchaks have strongly alkaline pH values, high content of carbonates, and a sharp dominance of Na⁺ among exchangeable cations. Many chemical elements are concentrated in the solonchakous horizon (Sr, S, Li, Mg, Ca); a high content of As is a regional feature. The humus-gley saline soil has the same properties as the light-humus saline soil in terms of physico-chemical parameters, and in terms of elemental composition and texture as solonchaks. This is due to it functions periodically in a semihydromorphic or hydromorphic regimes when changing the arid and humid phases. The high level of groundwater contributes to the enrichment of soils with the elements typomorphic for lake waters. The paleohydromorphic stage of development has been established to be recorded in lower layers of light-humus saline soil in the form of a high content of easily soluble salts and carbonates. The geochemical specialization of soil-forming rocks is associated with the significant accumulation of As, as well as concentration of Li, Ba, and Pb. It was also revealed that low Ca/Sr ratio is their geochemical feature. The use of cluster analysis of indicators of soils under the study revealed that both dynamic and stable soil parameters are reflected in humus-gley soil and it is recommended for monitoring of the dynamics of endorheic lakeside ecosystems in Central Asia with cyclic climatic phases.

Keywords: highly mineralized lakes, cyclical phases of functioning, lakeside soils, salinity

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48:902.2:504.38:902.6:561

ПАЛЕОКРИОЛИТОПЕДОГЕНЕЗ И ЭВОЛЮЦИЯ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

© 2023 г. А. Ю. Овчинников^а *, О. И. Худяков^а, О. С. Хохлова^а, А. М. Макшанов^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, 142290 Россия

*e-mail: ovchinnikov_a@inbox.ru

Поступила в редакцию 15.03.2023 г.

После доработки 22.07.2023 г.

Принята к публикации 25.07.2023 г.

Представлены результаты почвенно-генетических исследований, проведенных на дерново-подзолистых почвах (Albic Retisols), сформированных на суглинистых палеокриогенно-преобразованных почвообразующих породах, в Грязовецком районе Вологодской области. Предлагается концепция роли криолитогенных процессов в позднем плейстоцене, определивших формирование и эволюцию современных дерново-подзолистых почв северо-востока Восточно-Европейской равнины. Рассматриваемая совокупность криолитопедогенных процессов и палеопризнаков, сформированных в результате этих процессов в современных зональных дерново-подзолистых почвах, позволила реконструировать условия формирования почв, расположенных в перигляциальной области валдайского оледенения. Полученные результаты расширили представления о влиянии процессов позднеплейстоценового криогенеза и литогенеза на эволюцию современных дерново-подзолистых почв севера Восточно-Европейской равнины. Предлагается выделять палеокриолитогенные почвенные комбинации в структуре почвенного покрова как результат действия совокупного природного процесса — криолитопедогенеза позднего плейстоцена и голоцена.

Ключевые слова: почвообразование, палеопочвоведение, поздний плейстоцен, голоцен, Retisols, Stagnosols

DOI: 10.31857/S0032180X23600506, **EDN:** DPTCHB

ВВЕДЕНИЕ

Учение о структуре почвенного покрова и о зональности почв является одним из важнейших в почвоведении и затрагивает эволюционные и географические его направления. Актуальность настоящего исследования определяется его теоретической значимостью для развития общей теории эволюции почв и почвенного покрова, географии и картографии почв. Изучение роли древних процессов в формировании современных почв — важная задача не только для палеопочвоведения и почвоведения, но и для общей теории эволюции биосферы. В работах многих исследователей рассматривается формирование почвы и ее место в биосфере, показано, что современный почвенный покров Восточно-Европейской равнины — результат изменчивости палеогеографической обстановки в позднем плейстоцене и голоцене. В настоящей работе эволюция почв изучается с позиций совокупности процессов и факторов, существовавших в позднем плейстоцене и голоцене, определивших

формирование современных дерново-подзолистых почв северо-востока Восточно-Европейской равнины.

В настоящее время для Восточно-Европейской равнины предложены различные концепции смены холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) эпох, определивших специфику почвообразования, в основе которой лежит палеокриогенез [8, 9, 11, 12, 14, 16, 18–20, 24, 25, 28, 29, 31, 33, 34]. Результаты процессов позднеплейстоценового криогенеза на северо-востоке Восточно-Европейской равнины отчетливо проявляются в виде реликтовой криогенной морфоскульптуры (РКМ или палеокриогенного микрорельефа), степень выраженности которой изменяется и подчинена геоморфологическим и литологическим факторам [2, 5, 7, 9].

В работе [3] для изучаемого региона была предложена концепция палеокриогенного происхождения и функционирования почв и почвенного покрова. В исследованиях [16, 17, 31] генезис поверхностных палеопочв лёссовых водоразделов

центра Восточно-Европейской равнины рассматривается в зависимости от положения их в системе западного микрорельефа. Фридланд [27] показал, что микро- и мезорельеф различных территорий определяет структуру почвенного покрова, представленную почвенными комбинациями (или сочетаниями), состоящими из элементарных почвенных ареалов (ЭПА), с односторонней связью, где почвы межблочий подчинены почвам блоков.

Однако за многолетний период исследований разными специалистами изучены лишь отдельные стороны влияния палеокриогенеза на эволюцию почв Восточно-Европейской равнины, что не создало целостную картину роли палеокриогенеза в эволюции почв обозначенного региона. Эволюция почв в настоящей работе рассматривается как развитие во времени и приобретение современных (новых) свойств дерново-подзолистыми почвами в связи с процессами криогенеза и литогенеза в позднем плейстоцене, литогенеза и педогенеза в голоцене. Криолитопедогенез — совокупность сменяющих друг друга и происходящих одновременно процессов в позднем плейстоцене и голоцене, участвующих в эволюции и формировании современных почв. Иными словами, предполагается, что генезис почв определялся процессами и результатами этих процессов, выступающих как факторы:

1. Фактор палеоклимата в позднем плейстоцене и голоцене определял процессы криогенеза в позднем плейстоцене и педогенеза в голоцене.
2. Процесс криогенеза в позднем плейстоцене сформировал палеокриогенный микрорельеф, который явился фактором для педогенеза в голоцене.
3. Процесс литогенеза (палеоседиментогенеза) сформировал, а процесс палеокриогенеза преобразовал минеральный профиль почвы в позднем плейстоцене и голоцене.
4. Совокупность процессов палеокриолитогенеза определила палеокриогенный микрорельеф территории, а впоследствии микрорельеф как фактор обусловил формирование палеокриолитогенных почвенных комбинаций дерново-подзолистых почв.

Цель работы — установить закономерности влияния совокупности процессов криолитопедогенеза в позднем плейстоцене и голоцене на эволюцию современных дерново-подзолистых почв и формирование контрастного почвенного покрова северо-востока Восточно-Европейской равнины.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на дерново-подзолистых почвах в Грязовецком районе Вологодской области на ключевом участке “Грязовец”.

Территория исследования относится к дальним отрогам Даниловской возвышенности. Рельеф представлен обширными слабоприподнятыми почти плоскими водораздельными поверхностями с длинными пологими склонами, переходящими в полого-покатые склоны к долинам рек и ручьев. Абсолютные отметки 170–200 м. Почвообразующие породы — покровные пылеватые суглинки мощностью около 3 м, подстилаемые мощным комплексом моренных, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений. Рассматриваемые современные дерново-подзолистые почвы сформированы на покровных суглинистых отложениях. На исследуемой территории отчетливо проявляется палеокриогенный микрорельеф. Поверхность организована в полигоны, границы полигонов и межблочные понижения выражены не контрастно, полигональность имеет несколько порядков. Микрорельеф сформирован за счет погребенных (реликтовых) палеокриогенных структур, формирующих межблочья и западины. Структуры различных форм и генераций заполнены разным по гранулометрическому составу материалом. Такое заключение обеспечено изучением десятков разрезов многими специалистами, в том числе собственными исследованиями [2, 3, 5, 7, 16, 17, 21–23, 31].

Ключевой участок “Грязовец” включал два участка: “Фрол” и “Грязовец”. Участок “Фрол” располагался в 500 м к северо-востоку от с. Фрол, находящегося в 15 км на СВ от г. Грязовец. Участок находился на водораздельной поверхности с сильно выраженным микрорельефом. На участке для сравнения свойств почв и выявления палеокриолитогенных почвенных комбинаций заложены два разреза: один на блочном повышении (разрез 5-2012), второй в межблочном понижении (разрез 6-2012). Участок “Грязовец” располагался в 3 км к северо-востоку от г. Грязовец на водораздельной поверхности, во вторичном елово-березово-осиновом лесу с диаметром деревьев 20–70 см. Разрезы закладывали на блочном повышении (разрез 9-2012) и в межблочном понижении (разрез 8-2012). В прошлом почвы обоих участков распахивались. К моменту исследования на участке “Фрол” сформировалась залежь, участок “Грязовец” не обрабатывался более длительное время, и здесь сформировался лес.

Использовали следующий комплекс методов:

— сравнительно-географический и картографический — выполнена нивелирная съемка и сопоставление разрезов;

— морфологический и стратиграфический — выявлены формы микрорельефа, при изучении почвенного профиля, почвообразующих пород, палеокриогенных признаков, генетических и преобразованных горизонтов. Генетические го-

ризонты и названия почв приведены по разным классификационным системам [15, 26, 30, 32];

– микроморфологический метод – микромо-
нолиты для изготовления шлифов отбирали в тех
же горизонтах, что и образцы почв на физические
и химические анализы. Шлифы анализировали с
использованием поляризационного микроскопа
(CarlZeiss HBO 50, Германия) в Центре коллек-
тивного пользования ИФХиБПП РАН, Пушкино,
Россия;

– физическими и инструментальными мето-
дами определяли гранулометрический состав
почвенно-грунтовой толщи [6, 13]. Исследование
объемной магнитной восприимчивости (МВ)
почв проводили в полевых условиях каппамет-
ром КТ-6 (Чешская Республика) по каждому ге-
нетическому горизонту для каждого почвенного
профиля.

В лабораторных условиях методом мессбау-
ровской спектроскопии определяли Fe^{2+} и Fe^{3+} . Из-
мерения выполняли на спектрометре MS-1104Em
(Российская Федерация) при комнатной темпе-
ратуре. Спектры расшифровывали с помощью
программы Univem MS, изомерные химические
сдвиги определяли относительно металлического
 $\alpha\text{-Fe}$;

– химическими методами определяли содер-
жание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$), CO_2 карбо-
натов, $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, подвижных P_2O_5 и K_2O , обменных
оснований Ca^{2+} и Mg^{2+} [1, 4, 10];

– классификационный метод. На основе сово-
купности морфологических и физико-химиче-
ских свойств почв определяли их классификаци-
онную принадлежность [15, 30, 32].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Фактор палеоклимата в позднем плейстоцене и голоцене на основе литературных данных (теорети-
ческий анализ).** Стадии изменения палеоклимата
рассматривали в период поздневалдайского оле-
денения, 24–10.2 тыс. л. н. В центре Восточно-
Европейской равнины в этот период граница
валдайского ледникового покрова простиралась
субширотно от Вильнюса к Смоленску, далее на
северо-восток к Рыбинскому водохранилищу,
через оз. Кубенское и далее на северо-восток
[25]. Этап оледенения начался 24 тыс. л. н. после
формирования “брянской” почвы (32–24 тыс. л. н.)
и завершился с началом деградации покровного
оледенения около 17 тыс. л. н. Внутри данного интер-
вала в главный пик похолодания (20–18 тыс. л. н.)
скандинавский ледниковый щит достиг макси-
мальных для позднего плейстоцена размеров.
Ландшафты были представлены перигляциаль-
ной тундрой и тундростепью до 48° N. Здесь за-
канчивалась граница сплошной многолетней
мерзлоты. Климатические условия этого периода

характеризовались как резко континентальные,
холодные, среднегодовые осадки составляли
250–400 мм, температура января приближалась к
–30...–40°C, что почти повсеместно формиро-
вало палеокриогенный полигональный рельеф. По
мнению Величко [8, 12] в позднеледниковье и го-
лоцене существовало 29 стадий похолоданий
(оледенений) и 28 стадий потеплений климата с
коротким временным интервалом. Опираясь на
данные литературы, можно утверждать, что в
каждую холодную климатическую стадию про-
исходили процессы криогенеза и литогенеза (па-
леоседиментогенеза), а в теплую стадию при от-
ступлении ледника – протаивание почв, нахождение
ее в талом состоянии и возможные инициальные
процессы литогенеза и педогенеза.

**Процесс литогенеза (палеоседиментогенеза),
сформировавший минеральный профиль почв.**
Сформированные на суглинистых отложениях
дерново-подзолистые почвы изучали в перигля-
циальной зоне валдайского ледникового щита и в
максимальной близости от него.

Периодические похолодания и потепления
климата в позднем плейстоцене (в период 24–
10.2 тыс. л. н.) отражались формированием в
микрорельефе межблочий (или западин), а затем
вытаивания сегрегационного льда в трещине или
же ее заполнения сыпучим мелкоземом. Перио-
дические потепления сопровождалась форми-
рованием перигляциальных вод при отступле-
нии ледника, что в совокупности с почвенными
сегрегационными водами способствовало раз-
витию отрыва, транзита и аккумуляции мелкозе-
ма почв по криогенным структурам и понижен-
ным формам рельефа, также не исключен золо-
вый перенос минеральной части почв. Палеокриогенные образования (седименты) в
почвах межблочий в дальнейшем выполняют
роль почвообразующей породы, но в данном
случае криолитогенно-преобразованной. Меха-
низмом формирования почвообразующей поро-
ды современных дерново-подзолистых почв яв-
ляется принос минеральной массы (или осадков)
и формирование абсолютных превышений бло-
ков (бугров) над межблочными понижениями
(или западинами), дополнительно обеспечиваю-
щих эрозионный отрыв, транзит и аккумуляцию
мелкозема и продуктов почвообразования в по-
ниженные элементы. Как будет показано ниже,
для каждого элемента микрорельефа (блок и меж-
блочье) характерны определенные физико-хими-
ческие режимы и свойства за счет наличия в почвах
межблочий палеокриогенных структур, заполнен-
ных переотложенным мелкоземом (глиной, су-
глинком).

**Процесс криогенеза и криогенного рельефообра-
зования в позднем плейстоцене.** Данный процесс
характеризуется изменением свойств почв и ре-

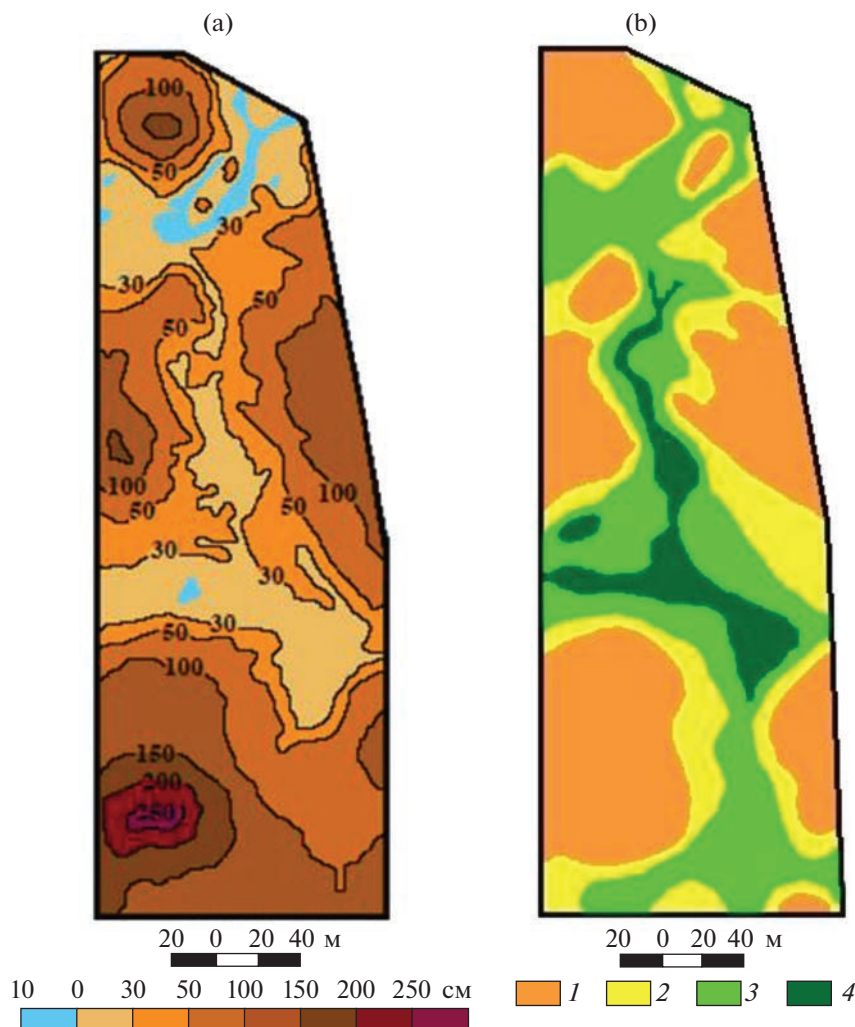


Рис. 1. Карта изолиний (а) и карта элементов палеокриогенного полигонально-блочного микрорельефа (б) ключевого участка “Грязовец”: 1 – блочное повышение, 2 – склон между блочным повышением и межблочным понижением, 3 – межблочное понижение, 4 – западина.

жимов в результате охлаждения почв до нулевых и отрицательных температур, формированием многолетнемерзлых пород, развитием криогенных трещин в рельефе местности, клиньев, карманов в профилях почв, палеокриогенных блочных повышений (или бугров), что привело к формированию палеокриогенного микрорельефа (или **РКМ**) [2, 5, 7, 9, 16, 21–23, 31]. Возможно, процесс криогенного рельефообразования начался 24 тыс. л. н. и продолжается в настоящее время. В периоды формирования криогенных структур микрорельеф был наиболее ярко выражен, наступившее почвообразование в голоцене нивелировало и продолжает нивелировать его, а сельскохозяйственное освоение территории еще больше усилило этот эффект.

На участке “Фрол”, расположенном на пахотном поле со скошенными травами, визуальные наблюдения и нивелирная съемка (на участке об-

щей площадью 2816 м², длиной 352 м с шагом 4 м и точностью до 1 см) выявили несколько порядков палеокриогенного микрорельефа. Блоки I порядка имеют диаметр 200–300 м, а межблочные понижения имеют ширину 50–70 м, разница высот составляет 2–4 м. К блокам I порядка примыкают более мелкие блоки II порядка диаметром 30–40 м и более мелкие межблочные понижения шириной 10–20 м. Разница высот между блоками и межблочьями II порядка составляет около 1 м (40–100 см).

На участке “Грязовец” была выполнена нивелирная съемка поверхности в масштабе 1 : 300 с шагом 3 м, изолинии проводили через 10 см. Относительные колебания высот составили от 0.5 до 2.5 м (рис. 1а). Микрорельеф представлен блоками-полигонами, разделенными межблочными понижениями (рис. 1б). Диаметр блоков достигает 60–90 м, ширина межблочья 10–40 м. Блочные

повышения имеют округлую форму, иногда вытянутую, разделены межблочными понижениями. В местах сочленения нескольких межблочий образуются западины.

Таким образом, картографические материалы показывают, что на участках “Фрол” и “Грязовец” отчетливо проявляются блоки размерами до 60–90 м с относительными превышениями над межблочьями до 2,5 м. Формирование межблочных понижений связано с наличием в почвах палеокриогенных структур.

Строение поверхности участка с выраженным микрорельефом, имеющим палеокриогенное происхождение за счет наличия в почвах и почвообразующих породах криогенных структур, приводит к перераспределению влаги и вещества от начала их формирования до настоящего времени. Начавшиеся активные процессы почвообразования в голоцене унаследовали эти факторы, определив разные сценарии протекания и проявления почвообразовательных процессов на блоках и в межблочьях.

Процессы формирования структуры современного почвенного покрова дерново-подзолистых почв и организация палеокриолитогенных почвенных комбинаций. На участке “Фрол” для сравнения дифференцированности почв и выявления ЭПА, которые формируют почвенные комбинации [27], состоящие из почв, сформированных на разных элементах микрорельефа, были заложены два разреза на блоке (разрез 5-2012) и в 148 м от него разрез в межблочье (разрез 6-2012). Разница высот между элементами микрорельефа составила 95 см. Аналогично участку “Фрол” на участке “Грязовец” разрез 9-2012 заложен на блоке, разрез 8-2012 заложен в межблочье. Расстояние между разрезами 31 м, относительная разница высот между ними 173 см. Морфология профилей почв приведена на рис. 2 и в табл. 1.

На участке “Фрол” на блоке почва идентифицирована как дерново-неглубокоподзолистая языковатая окультуренная (сильноокультуренная) (Glossic Albic Retisols (Loamic, Aric)), почва в межблочье — как глееподзолистая глееватая языковатая окультуренная (сильноокультуренная) (агродерново-подзолы глеевые) (Gleyic Retic Stagnosol (Loamic, Aric, Protospodic)). Почвы различаются на уровне типа, подтипа, рода и вида по классификации и диагностике почв [15], к ним применены разные основные квалификаторы по классификации WRB [30].

Анализ гранулометрического состава почв блока и межблочья показывает, что тяжелосуглинистый профиль в межблочье сопоставим с тяжелосуглинистыми горизонтами, сформированными ниже горизонта Bg2s (B2) (65–75 см) в почве блока (табл. 2). Вероятно, горизонты почвы межблочья в прошлом были постепенно эродированы

перигляциальными водами до горизонтов, состоящих из тяжелого суглинка. Аналогичные тяжелосуглинистые горизонты сформированы на блоке, начиная со средней части профиля.

В почве блока в режиме залежи сформировался дерновый и от прежней распашки остался пахотный суглинистые горизонты Oi (Ad) и Ap (Апах). Ниже пахотного горизонта до глубины 35 см сформирован подзолистый легкосуглинистый горизонт E@ (A2).

Ниже выделяется генетический ожелезненный горизонт BELd (A2B) блока, свидетельствующий о развитии в данной почве свободного дренажа. Ниже горизонта E/Bd (A2B) сформированы оглеенные тяжелосуглинистые горизонты Bg2s (B2), Btg3 (B3tg), Btg4 (B4tg).

Верхние горизонты на блоке обеднены илистой фракцией. В горизонтах Ah/Bd2 (A1B2) и Bg2s (B2) железистые новообразования и повышенное содержание фракций ила, что указывает на современное развитие элювиально-иллювиального процесса. В почве межблочья в гранулометрическом составе преобладает фракция крупной пыли и равномерно распределяется по всему профилю, что связано с постоянными процессами промерзания—оттаивания, а процесс оглеения связан с увеличением количества физической глины в горизонтах Apdg (Апах), BELg (A2B1g) и B2tgs (B2G). В почве блока фракция крупной пыли преобладает в самых верхних и нижних горизонтах.

Соответственно, процессы криогенного преобразования материала в почвах блоков преобладали в периоды начала седиментации почвообразующих пород и на современном этапе. Несколько большие значения содержания мелкодисперсных частиц в верхних горизонтах почвы межблочья по сравнению с почвой блока связаны с их выносом и аккумуляцией в почве межблочья. Исходя из анализа морфологических и физических свойств почв, сформированных на разных элементах рельефа, можно сказать, что почва межблочья подчинена почве блока. С блока в межблочье поступают мелкодисперсные частицы и дополнительная влага, что определяет активные процессы оглеения материала. В межблочье развивается аккумулятивный синлитогенный тип почвообразования, где почва интенсивно переувлажнена и подвергается дополнительному поступлению мелкозема с микроповышений, а главная причина — криолитогенная проработанность почвообразующей породы и формирование палеокриомикрорельефа.

На участке “Грязовец” разрезы закладывали на разных элементах микрорельефа во вторичном лесу. Морфологическое строение и описание разрезов приведены на рис. 2 и в табл. 1. Почва блока — подзолистая языковатая освоенная (агроподзолы иллювиально-железистые) (Albic Glossic Podzols

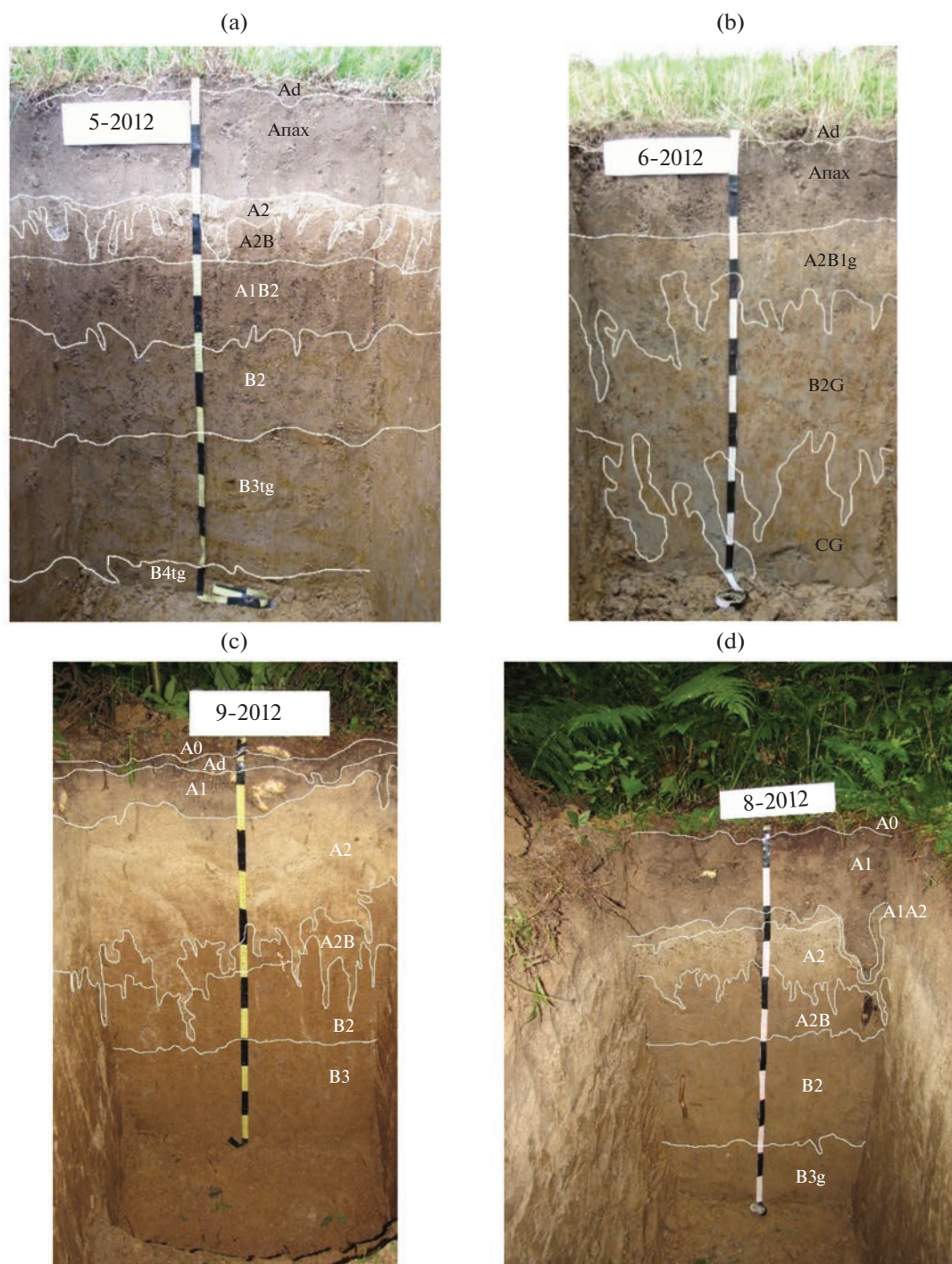


Рис. 2. Профили изученных почв. Участок “Фрол”: а – разрез 5-2012, дерново-неглубокоподзолистая языковатая окультуренная (сильноокультуренная) (Glossic Albic Retisols (Loamic, Aric)), блок, б – разрез 6-2012, глееподзолистая глееватая языковатая окультуренная (сильноокультуренная) (агродерново-подзолы глеевые) (Gleyic Retic Stagnosol (Loamic, Aric, Protospodic)), межблочье. Участок “Грязовец”: с – разрез 9-2012, подзолистая языковатая освоенная (агроподзолы иллювиально-железистые) (Albic Glossic Podzols (Loamic, Follic, Raptic)), блок, д – разрез 8-2012, дерново-подзолистая глубинно-глееватая языковатая освоенная почва (Entic Glossic Stagnic Retisols (Loamic, Raptic)), межблочье.

Таблица 1. Полевое описание изученных почв

Разрез, местоположение	Горизонт	Глубина, см	Цвет в сухом состоянии (по шкале Мансела)	Структура	Наличие корней	Характеристика нижней границы горизонта
5-2012. Блок	Oi (Ad)	0–3	—	—	Много	S
	Ap (Апах)	3–20 (28)	10 YR 6/2	WE	Несколько	S
	E@ (A2)	20(28)–25(35)	10 YR 7/3	MO	Несколько	I
	BELd (A2B)	20(28)–40(43)	10 YR 6/4	MO	Несколько	S
	Ah/Bd2 (A1B2)	40(43)–64	10 YR 5/6	MO	—	S/I
	Bg2s (B2)	64–80	10 YR 6/4	WE	—	W
	Btg3 (B3tg)	80–128	10 YR 6/6	WE	—	W/I
	Btg4 (B4tg)	128–140	10 YR 7/4	WE	—	—
6-2012. Межблочье	Oi (Ad)	0–4	—	WE	Много	W
	Apdg (Апах)	4–20(24)	10 YR 5/3	WE	Много	S
	BELg (A2B1g)	20(24)–34(41)	10 YR 6/4	MO	Немного	W/I
	B2tgs (B2G)	34(41)–84(90)	10 YR 6/2	ST	Несколько	I
	Crg (CG)	84(90)–130	10 YR 7/4	WE	Несколько	—
9-2012. Блок	Oi (A0)	0–1	—	—	—	—
	Oe (A0)	1–3	—	—	—	S
	Ah (Ad)	3–10	10 YR 5/2	WE	Много	S
	AhE (A1)	10–13(25)	10 YR 7/3	MO	Немного	I
	E (A2)	13(25)–33(78)	10 YR 7/3	ST	Немного	I
	BEL (A2B)	33(78)–55 (60, 70)	10 YR 6/4	ST	Немного	I
	Bt2@ (B2)	55 (60, 70)–80(82)	7.5 YR 6/6	ST	Немного	S
	Bt3 (B3)	80–120	7.5 YR 5/6	ST	—	—
8-2012. Межблочье	Oe (A0)	0–2	—	—	—	—
	Ah (A1)	2–21(40)	10 YR 6/3	MO	Много	S
	Ah/E (A1A2)	21(40)–25(42)	10 YR 7/2	MO	Много	W/I
	E (A2)	25(42)–35(52)	10 YR 7/2	MO	Несколько	W/I
	BEL (A2B)	35(52)–55(60)	10 YR 6/4	MO	Несколько	W
	Bg2 (B2)	55(60)–98(100)	10 YR 6/6	ST	Несколько	W
	Bg3 (B3g)	98(100)–122	10 YR 6/4	ST	Несколько	—

Примечание. Индексы горизонтов, структура и характеристика нижней границы горизонта приведены по WRB [26]. Цвет в сухом состоянии определяли по шкале (Munsell soil color charts) [32]. Классификация степени оструктуренности почв: WE — слабая, MO — средняя, ST — сильная. Характеристика нижней границы почвенного горизонта: S — ровная, I — языковатая, W — волнистая.

(Loamic, Follic, Raptic)), в ней ярко выделяются подзолистые горизонты E (A2) и BEL (A2B), в которых нижняя граница перехода к гор. Bt2@ (B2) имеет языковатую форму (рис. 2с). Почва межблочья — дерново-подзолистая глубинно-глееватая языковатая освоенная (агродерново-подзолы глеевые) (Entic Glossic Stagnic Retisols (Loamic, Raptic)). Почвы различаются на уровне типа, подтипа, рода и вида по классификации и диагностике почв [15], к ним применимы разные основные и дополнительные квалификаторы по классификации WRB [30].

В почве межблочья отмечается несколько большая мощность гумусового горизонта по сравнению с почвой на блоке. Связано это с дополнительным привносом мелкодисперсных ча-

стиц, обогащенных органическим веществом с блоков в межблочье. Во всех горизонтах почвы отмечаются Fe—Mn конкреции (диаметром 0.5–1 мм). Максимальных размеров они достигают в горизонте BEL (A2B) и Bg2 (B2). Почва формируется в условиях затрудненного дренажа с дополнительным поступлением влаги с положительных форм микрорельефа, т.е. подчинена почве блока, аналогично участку “Фрол”.

Морфологическое строение профиля почвы блока (разрез 9-2012) включает литологический ряд из 8 слоев. Верхние горизонты представлены легким и средним суглинком, генетические горизонты Bt2@ (B2) и Bt3 (B3) представлены слоями легкой глины и тяжелым суглинком. В почве межблочья (разрез 8-2012) также выделено 8 слоев,

Таблица 2. Гранулометрический состав изученных почв

Разрез, местоположение	Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций (размер, мм), %						
			1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01
5-2012. Блок	Ap (Апах)	5–15	1	6	63	6	14	10	31
	E@ (A2)	25–35	1	7	63	6	10	13	29
	BELd (A2B)	30–40	1	10	37	7	7	38	52
	Ah/Bd2 (A1B2)	45–55	0	7	43	7	6	37	50
	Bg2s (B2)	65–75	0	4	51	8	4	33	45
	Btg3 (B3tg)	80–90	0	9	47	5	8	31	43
	Btg3 (B3tg)	100–110	0	7	49	4	11	29	44
	Btg4 (B4tg)	130–140	0	8	48	5	9	30	44
6-2012. Межблочье	Apdg (Апах)	7–17	0	7	48	5	15	25	45
	BELg (A2Bg)	23–33	0	1	49	6	11	33	50
	B2tgs B2G	44–54	0	2	55	5	9	29	43
	B2tgs B2G	72–82	0	11	48	5	6	30	42
	Crg CG	110–120	0	2	55	4	8	31	43
9-2012. Блок	Ah (Ad)	5–10	7	12	54	6	12	9	26
	AhE (A1)	15–25	1	7	60	8	14	10	31
	E (A2)	20–30	1	6	59	11	15	8	34
	BEL (A2B)	30–40	0	5	60	12	7	16	35
	Bt2@ (B2)	45–55	0	4	45	8	8	35	51
	Bt2@ (B2)	65–75	0	8	43	4	10	35	49
	Bt3 (B3)	90–100	0	6	46	4	8	36	48
	Bt3 (B3)	110–120	0	1	47	4	11	37	52
8-2012. Межблочье	Ah (A1)	5–15	2	9	53	10	12	14	36
	Ah/E (A1A2)	20–25	1	4	54	9	14	18	41
	E (A2)	25–30	0	5	61	7	22	5	34
	BEL (A2B)	35–45	0	12	37	5	11	35	51
	Bg2 (B2)	55–63	0	9	32	4	9	46	59
	Bg2 (B2)	75–85	0	4	43	3	9	41	53
	Bg3 (B3g)	92–102	0	7	37	9	9	38	56
	Bg3 (B3g)	110–120	2	12	25	9	15	37	61

но более тяжелого гранулометрического состава в слое 0–30 см, ниже переходного горизонта BEL (A2B) генетические горизонты легкоглинистые. В силу литологической неоднородности профилей рассматриваемых почв к их названию по WRB должен быть добавлен дополнительный квалификатор Raptic.

Таким образом, профили исследованных дерново-подзолистых почв на блоках и в межблочьях хорошо дифференцированы морфологически, стратиграфически и по гранулометрическому составу. Характерной особенностью почв блоков и межблочий является преобладание в гранулометрическом составе фракций крупной пыли, что является специфическим признаком мерзлотного преобразования.

В позднем плейстоцене в периоды перехода от похолоданий к потеплениям, с отступлением ледника, происходили процессы седиментации материала, неоднократно сопровождавшиеся процессами криогенеза с образованием разных типов палеокриогенных структур. Конечный результат этих процессов палеокриогенно-преобразованные почвообразующие породы современных дерново-подзолистых почв.

Микроморфологические исследования почв на блоке и в межблочье участка “Фрол” позволили выявить процессы голоценового почвообразования и также подтвердили факт палеокриогенного преобразования горизонтов.

На участке “Фрол” в горизонте Ap (Апах) наблюдаются различия в оструктурировании материала

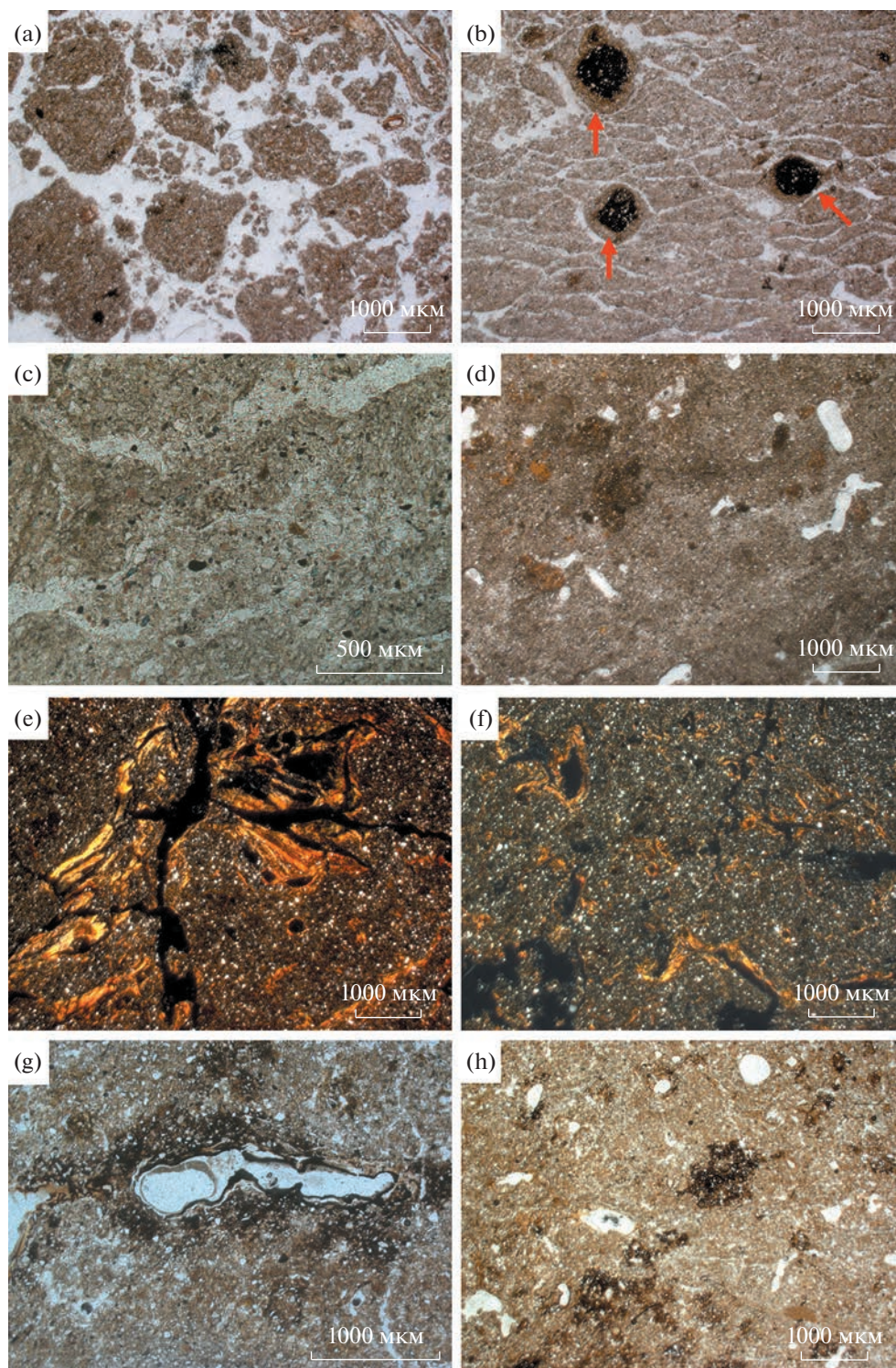


Рис. 3. Микроморфологическое строение почв разреза 5-2012, блок, участок "Фрол". Комментарии в тексте.

ла, степени прогумусированности, сохранности растительных остатков и проработки почвенной массы мезофауной. В почве блочного повышения отмечается хорошо выраженная копрогенная (рис. 3а) и пластинчатая структура (рис. 3б), гумус представлен в виде темно-серой пропитки и то-

чечных образований, наблюдаются растительные остатки различной степени сохранности — от имеющих клеточное строение до бурых аморфных пятен. Почвенная масса заметно проработана мезофауной вплоть до горизонта BELd (A1B2). В почве микропонижения почвенная масса гори-

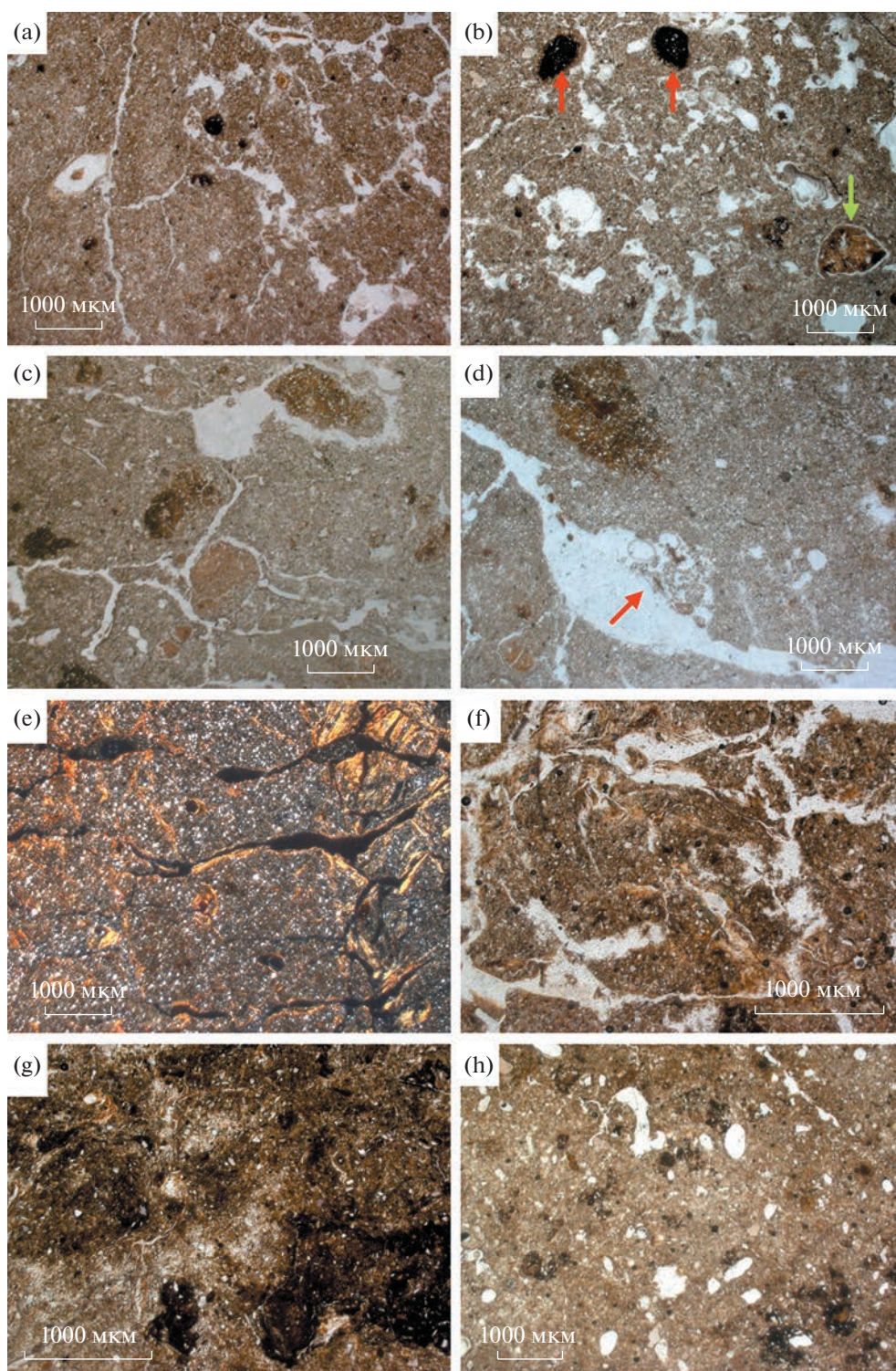


Рис. 4. Микроморфологическое строение почв разреза 6-2012, межблочье, участок “Грязовец”. Комментарии в тексте.

зонта Ap_{dg} (Апах) оструктурена слабо, в основном — консолидирована, имеющиеся агрегаты угловатые. Также наблюдается нарушение консолидированного сложения почвенной массы множеством пор-ваг, имеющих сложную изрезанную конфигура-

цию (рис. 4b). Проработка мезофауной слабая, преобладают сравнительно мелкие выбросы, их существенно меньше, чем в аналогичном горизонте почвы на микроповышении (рис. 4b, 4d — красная стрелка). Растительные остатки плохой сохран-

ности — бурые аморфные мелкие пятна. И органическое вещество в основном представлено темно-бурыми хлопьями гумуса, точечным гумусом.

В элювиальных горизонтах E и Ah/Bd2 (A2 и A1B2) в почве блока фиксируются скелетаны в виде протяженных полос отмытых зерен первичных силикатных минералов, в основном, кварца (рис. 3с, 3d). В горизонтах BELg (A2Bg) в почве межблочья осветление почвенной массы происходит лишь за счет снятия с тонкодисперсной массы и минеральных зерен красящих пленок оксидов Fe, нигде не наблюдаются скопления отмытых (непокрытых) зерен первичных минералов, а видны лишь микроучастки осветленной, обесцвеченной глины с погруженными в нее первичными силикатными минералами (рис. 4с, 4d).

По строению иллювиальной толщи не видно существенных отличий между почвами на разных элементах микрорельефа. Основная масса неравномерно окрашена: микроучастки с осветленной сравнительно грубодисперсной минеральной массой чередуются с окрашенными оксидами Fe и оглиненными микроучастками.

В последних встречаются глинистые папулы или их обломки. Почвенная масса в основном бесструктурна, лишь изредка присутствуют как угловатые, так и округлые агрегаты, но закономерности в их проявлении нет. Встречаются микроучастки с субпараллельной делимостью, лучше выраженные в почве микропонижения. В верхних иллювиальных горизонтах обнаружено множество Fe-глинистых слоистых кутан (coatings). Они расположены в порах неупорядоченно: разбиты вторичными трещинами, превращены в разрозненные обломки, частично внедрены (ассимилированы) в тонкодисперсную массу (рис. 3е, 3f, 4е, 4f).

К небольшим отличиям между сравниваемыми почвами можно отнести то, что в почве межблочья в кутанах, наряду со слоями, окрашенными в рыжеватые, красноватые тона, встречаются слои в цветах холодного спектра (голубоватые, зеленые), что свидетельствует о преобладании восстановительных условий в процессе их формирования. В почве блока разноцветности слоев кутан не наблюдается. Также в почве межблочья Fe-глинистые кутаны начинают проявляться в профиле выше, чем в почве на блоке, на 10–15 см. Кроме массивных неупорядоченных Fe-глинистых кутан, в самых мелких порах капиллярного размера в небольшом количестве встречаются тонкие светло-бурого цвета ненарушенные Fe-глинистые кутаны.

В двух нижних горизонтах блока Bg2s и Btg3 (B2 и B3tg) наиболее яркими являются признаки контрастности окислительно-восстановительных условий. Но если в почве повышения эта контрастность выражается в движении оксидов

Fe и Mn: почвенная масса разно окрашена этими оксидами, отмечается множество Fe—Mn пятен и мелких ортштейнов в тонкодисперсной массе (рис. 3g, 3h), то в почве понижения до самого нижнего горизонта почвенная масса местами обесцвечена (снятие пленок Fe—Mn оксидов с тонкодисперсной массы), а местами наблюдаются скопления Fe—Mn пятен вокруг пор и в почвенной массе (рис. 4g, 4h), цвет расположенных рядом микроучастков тонкодисперсной массы резко различается (рис. 4g). Если в почве микропонижения, начиная с элювиальной толщи до самого нижнего изученного горизонта, наблюдаются признаки оглеения, то в почве микроповышения в двух нижних горизонтах — лишь сезонного непродолжительного застоя влаги.

Необходимо отметить реликтовые признаки в обеих почвах, указывающие на единство их доголоценовой истории, когда формировались почвообразующие породы. Это касается верхней части профиля почв до глубины примерно 50 ± 5 см. К таким признакам относятся Fe—Mn микроортштейны (рис. 3b, 4b, красные стрелки), вокруг которых видны глинистые оболочки, включающие минералы крупной фракции, имеющие чешуйчатую, реже — перекрестно-волокнустую ориентировку при наблюдениях с анализатором, а также глинистые папулы или обломки (рис. 4b, зеленая стрелка), беспорядочно разбросанные в почвенной массе, иногда они формируют признаки ооидной структуры, как было видно в горизонте BELg (A2Bg) почвы микропонижения. Это свидетельствует о гидроморфной истории формирования почвообразующих пород, индикаторами которых являются Fe—Mn ортштейны, с последующим их аэральным или делювиальным переносом, во время которого сформированы оболочки вокруг микроортштейнов, а также местами почвообразующая порода приобрела ооидную структуру вследствие палеокриогенной проработанности.

Описанные выше сравнительно крупные Fe-глинистые кутаны в иллювиальной части изучаемых почв, разбитые сетью трещин на неупорядоченные обломки, возможно, относятся не к современному этапу почвообразования, а индицируют этап сравнительно интенсивного развития процессов формирования текстурно-дифференцированного профиля, трансформированного последующим палеокриогенезом. Процессы иллювиирования глины протекают и сейчас, но они несопоставимо менее выраженные и интенсивные, чем ранее описанные. Слабоокрашенные и занимающие поры лишь капиллярного размера Fe-глинистые кутаны можно, вероятно, отнести к современному этапу развития процессов иллювиирования глины в изучаемых почвах.

Итак, процессы биогенного оструктурирования, гумусообразования, оглеения, оподзоливания и

иллювиирования с вариациями по интенсивности и проявлению в профиле в зависимости от положения почвы в микрорельефе, рассмотренные выше, могут быть отнесены к современному (голоценовому) этапу почвообразования рассматриваемых почв.

На участке “Фрол” в обеих почвах фиксируются наибольшие значения содержания $C_{орг}$ в верхней части профиля до глубины около 35–40 см: почвы блока (разрез 5-2012) в горизонтах Ap (Апах), BELd (A2B) (кроме горизонта E@ (A2), где отмечено наименьшее содержание $C_{орг}$ по профилю) и в почве межблочья (разрез 6-2012) в системе генетических горизонтов Ardg–BELg (A–A2Bg) (табл. 3). Ниже по профилям с глубины 35–40 см содержание $C_{орг}$ в слоях с разным гранулометрическим составом уменьшается и остается практически неизменным до самого низа.

Аналогичный характер распределения $C_{орг}$ отмечается в почвах блока (разрез 9-2012) и межблочья (разрез 8-2012) участка “Грязовец”. С глубиной содержание $C_{орг}$ уменьшается, начиная с подзолистого горизонта.

В целом, содержание $C_{орг}$ в почвах межблочий в 2–2.5 раза больше по сравнению с почвами, сформированными на блоках. Исключение составляют верхние горизонты разреза 9-2012, участка “Грязовец”, расположенного в лесу.

Верхние горизонты дерново-подзолистых почв на блоке (разрез 5-2012) и в межблочье (разрез 6-2012) характеризуются кислой реакцией среды, близкой к нейтральной и слабокислой. Нижележащие генетические горизонты почв имеют щелочные значения pH (табл. 3). Верхние горизонты дерново-подзолистых почв, сформированных на блоке (разрез 9-2012) и в межблочье (разрез 8-2012), характеризуются кислой и слабокислой реакцией среды. Такие значения pH связаны с длительной сельскохозяйственной обработкой земель в прошлом веке и возможным известкованием. Изменение pH по профилю почв на разных элементах палеокриогенного микрорельефа обусловлено характером растворения, перераспределения и накопления элементов в средней и нижней его частях.

В современной дерново-подзолистой почве блоков и межблочий распределение обменных катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} по профилю носит элювиально-иллювиальный характер, исключение составляет разрез 6-2012 в межблочье, где накопление происходит в средней части профиля и связано с гранулометрическим составом. В почвах блоков и межблочий минимальное значение отмечается в слое 0–30 см, т.е. в горизонте распределения корней растений. В нижележащих горизонтах почвы содержание обменных катионов значительно выше. Такое распределение химиче-

ских элементов связано со свойствами пород, водным режимом почв, а также обусловлено подчиненностью почв межблочий почвам на блоках. Концентрация обменного Ca^{2+} увеличивается, что, вероятно, связано с нарастанием степени оглеения. Обеспеченность подвижными формами P_2O_5 и K_2O в почвах межблочий несколько лучше, чем в почвах блоков в результате дополнительно поступающей влаги с повышенных форм микрорельефа.

По распределению CO_2 карбонатов почвы участка “Фрол” незначительно различаются. Некоторые отличия связаны с pH и разным водным режимом почв. На участке “Грязовец” разница по содержанию CO_2 карбонатов также невелика.

Исследуемые почвы участка “Фрол” прошли стадию сельскохозяйственного использования, включающую применение удобрений и, возможно, известкование, что несомненно привело к количественному изменению содержания щелочноземельных обменных катионов. Однако пребывание почв в режиме залежи под естественной растительностью обеспечило естественный ход почвообразовательного процесса на бывшей пахотной почве и привело к некоторому изменению рассмотренных свойств.

На участке “Фрол” по значениям MB почвы также отличаются незначительно. Магнитный профиль почвы блока более однороден, за исключением горизонта E@ (A2), и характеризуется средними для дерново-подзолистых почв величинами MB. Такое распределение MB связано с распаханной территорией и более быстрым просыханием пахотного слоя на блоке, по сравнению с межблочьем. На участке “Грязовец” в дерново-подзолистых почвах магнитный профиль дифференцирован. Наибольшие значения MB выявлены в профиле почвы на блоке и приурочены к иллювиальным горизонтам.

Распределение значений MB двух участков показывает, что в почвах межблочных понижений преобладают восстановительные условия, связанные с застоем влаги и процессами оглеения. Большие значения MB на участке “Грязовец” связаны с иссушением нижней части профиля, где сосредоточены крупные корни древесной растительности.

Процессы позднеплейстоценового криолито-генеза сформировали палеокриогенный микрорельеф, который обусловил разные сценарии педогенеза на разных его элементах в голоцене. В зоне распространения дерново-подзолистых почв, в районах с избыточным увлажнением и выраженным микрорельефом, перераспределяющим влагу, процессы ожелезнения более интенсивно протекают на блочных повышениях, что определяется ростом значений MB, а в межблочных понижениях ярко выражены процессы оглеения.

Таблица 3. Физико-химические свойства изученных почв

Разрез	Горизонт	Глубина, см	С _{орг} , %	pH водный	Обменные катионы, смоль(+)/кг		P ₂ O ₅ мг/100 г почвы	K ₂ O		CO ₂ карбонатов, %	МВ, 10 ⁻⁵ ед. СИ	Fe ²⁺ , %	Fe ³⁺ , %	Fe эффект, %
					Ca ²⁺	Mg ²⁺								
5-2012. Блок	Ap (Aпax)	5–15	0.93	6.49	6.74	1.73	6.55	7.09	0.65	0.13	—	—	—	—
	E@ (A2)	25–30	0.10	6.66	4.78	1.53	10.31	4.68	0.47	0.10	11.6	88.4	3.3	—
	BEld (A2B)	31–40	0.24	6.66	14.67	7.55	6.20	9.78	0.99	0.13	—	—	—	—
	Ah/Bd2 (A1B2)	45–55	0.17	6.97	16.42	8.64	12.20	8.58	0.99	0.16	—	—	—	—
	Bg2s (B2)	65–75	0.16	7.39	15.46	8.73	15.87	7.83	0.98	0.17	16.5	83.5	4.7	—
	Btg3 (B3tg)	80–90	0.12	7.93	15.52	6.92	16.03	7.03	0.98	0.18	—	—	—	—
	Btg3 (B3tg)	100–110	0.13	8.65	27.74	6.59	7.82	4.92	3.82	0.18	—	—	—	—
	Btg4 (B4tg)	130–140	0.12	8.59	29.63	6.07	7.51	5.50	4.39	0.18	10.4	89.6	3.4	—
6-2012. Межблочье	Apdg (Aпax)	7–17	2.59	6.95	17.05	4.74	14.18	10.00	0.82	0.11	—	—	—	—
	BElg (A2B1g)	23–33	0.52	6.75	15.57	5.89	22.21	8.58	0.82	0.11	10.5	89.5	4.6	—
	B2tgs (B2G)	44–54	0.20	6.95	18.14	7.79	24.51	9.76	0.83	0.15	—	—	—	—
	B2tgs (B2G)	72–82	0.21	7.14	13.60	6.38	25.62	9.36	0.65	0.17	19.9	80.1	4.4	—
	Crg (CG)	110–120	0.21	7.58	13.82	7.02	23.64	10.00	0.97	0.13	9.5	90.5	3.5	—
	Ah (Ad)	5–10	3.41	4.68	2.16	1.54	2.98	10.24	0.80	—	—	—	—	—
	AhE (A1)	15–19	1.00	4.89	0.51	0.31	1.57	4.39	0.63	0.13	—	—	—	—
	E (A2)	20–29	0.24	5.24	0.51	0.30	2.81	3.04	0.79	0.15	—	—	—	—
9-2012. Блок	BEL (A2B)	30–40	0.12	5.68	3.77	1.12	2.60	3.41	0.79	0.18	—	—	—	—
	Bt2@ (B2)	45–55	0.13	5.73	8.08	5.66	3.03	11.12	0.98	0.25	—	—	—	—
	Bt2@ (B2)	65–75	0.11	5.92	9.14	6.10	5.64	9.62	0.82	0.27	—	—	—	—
	Bt3 (B3)	90–100	0.09	6.08	10.20	8.20	7.27	9.10	0.98	0.21	—	—	—	—
	Bt3 (B3)	110–120	0.18	6.14	12.02	8.96	9.62	8.49	1.14	0.22	—	—	—	—
	Ah (A1)	5–15	2.40	5.47	1.54	1.03	7.34	7.10	0.80	0.07	—	—	—	—
	Ah/E (A1/A2)	20–25	0.69	5.36	1.85	1.03	15.48	5.13	0.80	0.08	—	—	—	—
	E (A2)	26–30	0.49	5.64	1.94	0.92	11.99	8.37	0.79	0.11	—	—	—	—
8-2012. Межблочье	BEL (A2B1)	35–45	0.30	5.97	11.59	4.85	10.20	10.11	1.14	0.12	—	—	—	—
	Bg2 (B2)	55–63	0.24	6.39	19.11	8.05	11.53	9.28	1.33	0.18	—	—	—	—
	Bg2 (B2)	75–85	0.23	6.56	18.32	8.31	16.29	10.01	1.32	0.17	—	—	—	—
	Bg3 (B3g)	92–102	0.16	6.66	17.67	8.09	17.20	10.43	1.49	0.17	—	—	—	—
	Bg3 (B3g)	110–120	0.19	6.77	18.27	8.82	17.00	10.15	1.48	0.18	—	—	—	—
	Ah (A1)	5–15	2.40	5.47	1.54	1.03	7.34	7.10	0.80	0.07	—	—	—	—
	Ah/E (A1/A2)	20–25	0.69	5.36	1.85	1.03	15.48	5.13	0.80	0.08	—	—	—	—
	E (A2)	26–30	0.49	5.64	1.94	0.92	11.99	8.37	0.79	0.11	—	—	—	—

Мессбауэровские спектры образцов почв, полученных при комнатной температуре, представляют собой суперпозицию линий дублетов Fe^{3+} и Fe^{2+} и показывают, что в составе соединений железа отсутствуют крупнодисперсные минералы оксидов и гидроксидов в магнитоупорядоченном состоянии.

В исследуемых образцах участка “Фрол” железо в основном находится в форме Fe^{3+} . Наибольшее содержание Fe^{2+} наблюдается в иллювиальных горизонтах за счет накопления илистой фракции, в которой сосредоточено железо. В этих горизонтах происходит смена окислительных процессов на восстановительные, свойственные горизонтам дерново-подзолистых почв. Контрастный окислительно-восстановительный режим с развитием восстановительных сезонных процессов приводит к восстановлению Fe^{3+} в верхней части профиля изученных дерново-подзолистых почв, выносу железа и осаждению его в нижележащем иллювиальном горизонте, где наблюдался максимум двухвалентного железа. Разница в содержании Fe^{2+} в иллювиальных горизонтах между почвой, сформированной на блоке, и почвой межблочья составляет 3% и может определяться более интенсивными восстановительными процессами в последней.

Таким образом, в зоне дерново-подзолистых почв палеокриолитопедогенез выступает как совокупный и длительный процесс формирования почв и приводит к появлению контрастного почвенного покрова, состоящего из палеокриолитогенных почвенных комбинаций. Поздневалдайский криолитогенез сформировал пространственную неоднородность почвообразующих пород, неоднородность дневной поверхности, дифференцировал морфологию горизонтов и гранулометрический состав на блоках и в межблочьях. Почвообразующие породы почв блоков и межблочий в позднем плейстоцене прошли криолитогенную стадию преобразования, что сформировало палеокриогенный микрорельеф, который в дальнейшем определил разные сценарии голоценового почвообразования на разных его элементах. Палеокриолитогенные почвенные комбинации состоят из сочетания почв блоков и межблочий, представленных разными ЭПА, различающихся на уровне типа, подтипа, рода и вида почв. В связи с этим для территорий, прошедших стадию криогенного преобразования в прошлом, и почв, сформированных на палеокриогенном микрорельефе, предлагается выделять палеокриолитогенные почвенные комбинации.

ВЫВОДЫ

1. На территории центра Восточно-Европейской равнины в перигляциальной зоне валдай-

ского оледенения в зоне распространения дерново-подзолистых почв выявлен палеокриогенный полигонально-блочный (или бугристо-западинный) микрорельеф в виде блоков-повышений и разделяющих их межблочных понижений.

2. Показано, что палеокриогенез определил литологическую неоднородность генетических горизонтов почв и почвообразующих пород. В профилях почв по морфологии идентифицированы палеокриогенные структуры, заполненные разным по гранулометрическому составу материалом. Криогенные структуры в поздневалдайское время преобразовали горизонты почвообразующих пород в межблочьях, определив разные сценарии почвообразования в голоцене на разных элементах микрорельефа.

3. Показано, что совокупность действия процессов крио- и литогенеза в перигляциальной зоне валдайского оледенения явилась фактором для голоценового педогенеза и дифференциации дерново-подзолистых почв таежной зоны северо-востока Восточно-Европейской равнины на разных элементах микрорельефа и исходно разных почвообразующих породах на этих элементах.

4. Криолитопедогенез, как совокупный и длительный процесс в перигляциальной зоне, сформировал палеокриолитогенные почвенные комбинации в структуре современного почвенного покрова дерново-подзолистых почв таежной зоны северо-востока Восточно-Европейской равнины. Термин “палеокриолитогенные” предлагается применять к почвенным комбинациям, сформированным на палеокриогенном микрорельефе, выступающим фактором, дифференцирующим почвы на разных его элементах. Показано, что почвы на разных элементах палеокриогенного микрорельефа состоят из ЭПА, различающихся на разных высоких классификационных уровнях.

5. Предлагается выделять палеокриолитогенные почвенные комбинации в отдельную общность почв для территорий, прошедших стадию палеокриолитогенного преобразования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Экспедиционные исследования проводили при финансовой поддержке РФФИ проект 12-04-31773 мол_а. Аналитические работы осуществляли в ЦКП ИФХиБПП РАН. Частичный анализ образцов выполнен при финансовой поддержке РФФИ проект 19-29-05178-мк.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М., 1975. 436 с.
2. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушкино, 1995. 318 с.
3. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 1992. 47 с.
4. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
5. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
6. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
7. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
8. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
9. Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. 2017. Т. 57. С. 391–416.
10. Воробьева Л.А., Ладонин Д.В., Лопухина О.В., Рудакова Т.А., Кирюшин А.В. Химический анализ почв. Вопросы и ответы. М., 2012. 186 с.
11. Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 462 с.
12. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
13. Качинский Н.А. Методы механического и микроагрегатного анализа почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1943. 45 с.
14. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 351 с.
15. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
16. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 260 с.
17. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 2005. 48 с.
18. Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период). М.: Недра, 1967. Т. 3. 445 с.
19. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
20. Москвитин А.И. “Теплые” и “холодные” межледниковые эпохи как основа стратиграфического подразделения плейстоцена // Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 41–52.
21. Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Вагапов И.М. Палеоэкология позднего плейстоцена и современные дерново-подзолистые почвы центра Восточно-Европейской равнины // Проблемы региональной экологии. 2014. № 5. С. 60–65.
22. Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Вагапов И.М., Гугалинская Л.А., Рюшин А.Н. Формирование пространственно-временной изменчивости физических и физико-химических свойств дерново-подзолистых почв европейской России, обусловленной палеоэкологическими факторами // Проблемы региональной экологии. 2013. № 5. С. 26–32.
23. Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеокриогенез в почвах перигляциальной зоны Валдайского оледенения // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2021. № 2. С. 44–53.
24. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет / Под ред. Герасимова И.П., Величко А.А. М.: Наука, 1982. 156 с.
25. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен—голоцен / Под ред. Величко А.А. М., 2009. 120 с.
26. Руководство по описанию почв. Четвертое издание, исправленное и дополненное. Рим: Продовольственная и сельскохозяйственная организация объединенных наций (ФАО), 2012. 101 с.
27. Фридланд В.М. Почвенные комбинации и их генезис. М.: Наука, 1972. 215 с.
28. Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. 128 с.
29. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.). М.: Тов-во науч. изданий КМК, 2008. 556 с.
30. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2022. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria, 2022. 236 p.
31. Makeev A.O., Kulinskaya E.V., Yakusheva T.E. Surface paleosols of the loess island within Moscow glacial limits: Vladimir Opolie // Quater. Int. 2015. V. 365. P. 159–174. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.038>
32. Munsell Soil Color Charts. N.Y., 1994. 10 p.
33. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quater. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
34. Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyakov D.Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // Boreas. 1999. V. 28. P. 234–242. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00217.x>

Paleocryolithopedogenesis and Evolution Sod-Podzolic Soils of the Taiga Zone Northeast of the East European Plain

A. Yu. Ovchinnikov^{1, *}, O. I. Khudyakov¹, O. S. Khokhlova¹, and A. M. Makshanov¹

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

**e-mail: ovchinnikov_a@inbox.ru*

The results of soil-genetic studies conducted on sod-podzolic soils in the Gryazovetsky district of the Vologda region are presented. The modern soils of the study area are represented by sod-podzolic soils of different variations (Albic Retisols) formed on loamy paleocryogenically transformed soil-forming rocks. The concept of the role of paleocryolithogenic processes that determined the formation and evolution of modern sod-podzolic soils of the north-east of the East European Plain is proposed. The considered set of paleocryolithopedogenic processes in modern zonal sod-podzolic soils allowed us to reconstruct the conditions for the formation of soils located in the periglacial region of the Valdai glaciation. The results obtained have expanded the understanding of the influence of the processes of Late Pleistocene cryogenesis and lithogenesis on the evolution of modern sod-podzolic soils of the northeast of the East European Plain. The obtained data show the processes forming the soils under consideration and for the first time it is proposed to isolate paleocryolithogenic soil combinations in the structure of the soil cover as a result of the combined natural process – paleocryolithopedogenesis.

Keywords: soil formation, paleopedology, Late Pleistocene, Holocene, East European plain, Retisols, Stagnosols

УДК 631.423.4

СОДЕРЖАНИЕ И ПОДВИЖНОСТЬ МЕТАЛЛОВ В ОЛИГОТРОФНЫХ ТОРФЯНЫХ ПОЧВАХ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2023 г. Д. А. Соколов^{а, б, *}, И. С. Иванова^б, Т. И. Сиромля^а^аИнститут почвоведения и агрохимии СО РАН,
пр-т Академика Лаврентьева, 8/2, Новосибирск, 630090 Россия^бТомский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
пр-т Академический, 4, Томск, 634055 Россия

*e-mail: sokolovdenis@issa-siberia.ru

Поступила в редакцию 26.04.2023 г.

После доработки 27.07.2023 г.

Принята к публикации 29.07.2023 г.

Происходящие климатические изменения оказывают наибольшее влияние на природные экосистемы северных широт, поскольку потепление климата, а также возрастающая антропогенная нагрузка, связанная с освоением арктических территорий, способствуют деградации мерзлых торфов и увеличению мощности сезонного-талого слоя почв. Актуальность исследования торфяных олиготрофных почв (Cryic Histosols) северных территорий Западной Сибири связана с тем, что их деградация обогащает природные воды органо-минеральными веществами, содержащими большой набор химических элементов, в том числе тяжелые металлы, способствуя изменению гидрогеохимического облика природных вод Севера. Описаны основные свойства торфов, отобранных из разных горизонтов почвенных профилей, заложенных на ключевых участках, охватывающих территорию ЯНАО с севера на юг и с запада на восток. Химический состав почв определяли в ИПА СО РАН стандартными методами. Содержания валовых и подвижных форм металлов (Fe, Ca, K, Na, Mg, Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Zn) исследовали методом оптической атомно-эмиссионной спектрометрии и пламенной атомно-абсорбционной спектрометрии соответственно. Установлено, что характерной особенностью распределения концентраций исследуемых химических элементов в торфяных олиготрофных почвах северной части Западной Сибири является наличие двух максимумов в пределах почвенного профиля. Первый приурочен к верхним горизонтам, имеющим признаки деградации, второй — к верхней части многолетнемерзлых пород. Статистический анализ с использованием метода главных компонент показал, что низкая зольность, pH и широкое отношение C/N связаны с высокой подвижностью K, Cu, Zn и Mg. С увеличением зольности, pH и N_{общ} в верхней части многолетнемерзлых органогенных пород повышается подвижность Fe, Mn, Pb, Cd и Cr.

Ключевые слова: торф, Арктика, макро- и микроэлементы, тяжелые металлы, подвижность элементов в почвах, миграция, Cryic Histosols, многолетняя мерзлота, остаточная эутрофность

DOI: 10.31857/S0032180X23600786, **EDN:** YWLLN

ВВЕДЕНИЕ

Формирование олиготрофных торфяных почв происходит в условиях преимущественно атмосферной аккумуляции минеральных веществ. Их отличительной особенностью является наличие мощных торфяных горизонтов, характеризующихся низкой степенью разложения растительных остатков. Низкая плотность и высокая влагоемкость торфяных почв, при большой площади болотных массивов, обуславливают их ведущую роль в формировании геохимического облика поверхностных вод ряда регионов России. Особенно это актуально для севера Западной Сибири,

где торфяные олиготрофные почвы преобладают в составе почвенного покрова [34]. Олиготрофные почвы характеризуются низким содержанием зольных элементов. При этом они считаются обогащенными металлами по причине их высокой концентрации в золе [7]. Торфяные почвы характеризуются высоким содержанием органических веществ, а также высокой кислотностью, способствующей увеличению подвижности химических элементов (ХЭ) [18], способных оказывать влияние на состав поверхностных вод [40].

Данные свойства обусловлены как природными, так и антропогенными факторами. С одной

стороны, наблюдающиеся сегодня климатические изменения, которые наиболее ярко прослеживаются в северных широтах Сибири, способствуют отоплению и деградации многолетнемерзлых пород [44, 56]. В свою очередь, увеличение мощности сезонно-талого слоя почв может привести к высвобождению из мерзлых горизонтов органического вещества и ХЭ, в том числе тяжелых металлов [12, 42, 48, 53]. С другой стороны, на севере Западной Сибири сосредоточены огромные запасы углеводородного сырья, активная добыча которых способствует развитию как производственной, так и социальной инфраструктуры (трубопроводы, автомобильные дороги, линии электропередачи и т.д.). Увеличивающаяся с каждым годом антропогенная нагрузка, вызванная интенсивным освоением арктических территорий Западной Сибири оказывает влияние на все компоненты окружающей среды, в том числе на почвенный покров и природные воды, где нефть (в том числе нефтепродукты — фенолы, полиароматические соединения) является одним из основных загрязнителей, поступление которых происходит при аварийных разливах из трубопроводов [2, 4, 9]. Также к основным поллютантам, характерным для торфяных почв нефтегазодобывающих территорий Западной Сибири, относят металлы V, Ba, Cu, Pb, Cd, Ni, Cr, Zn, входящие в состав самой нефти, а также сопутствующих ей пластовых вод и используемых при бурении растворов [5, 21].

В последнее время поведению ХЭ в компонентах ландшафтов высоких широт Сибири уделяют большое внимание [36, 44, 45, 47, 56]. Несмотря на это, можно отметить, что оценка элементного химического состава торфов проводится по валовым концентрациям элементов, в то время как подвижным формам металлов и их поведению уделяется мало внимания. Кроме того, основная часть проводимых исследований направлена на изучение элементного химического состава торфяных почв в широтном или внутриландшафтном градиентах, а работ, посвященных меридиональным особенностям, т.е. выявлению специфики элементного состава почв отдельных регионов, в настоящее время недостаточно.

Цель исследования — изучение содержания и поведения некоторых металлов в торфяных олиготрофных почвах северных территорий Западной Сибири, не подверженных антропогенному воздействию. Актуальность данного исследования обусловлена тем, что почвы способны не только аккумулировать тяжелые металлы, характеризующиеся интенсивной биогенной и водной миграцией и оказывающие влияние на живые организмы [3, 24], но и сами могут являться их дополнительным источником в условиях деградации мерзлоты.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов исследований выбраны торфяные олиготрофные почвы, сформированные на приозерных участках плоских водоразделов Ямало-Ненецкого автономного округа. Исследуемая часть региона относится к субарктическому поясу и характеризуется спорадическим распространением многолетней мерзлоты [11]. Литогенной основой ландшафта северных территорий Западной Сибири являются морские, современные озерные, озерно-болотные, болотные и аллювиальные отложения [10], представленные, в основном, глинами, суглинками, супесями, песками и торфами [6]. Мощность торфов в исследуемом районе варьирует в пределах 0.5—4.0 м [44, 50]. Почвообразующими породами, как правило, выступают многолетнемерзлые органогенные породы. По ботаническому составу и морфологическим свойствам они близки эутрофным горизонтам низинных торфов. Олиготрофные горизонты с такими признаками согласно классификации и диагностике почв России называют остаточно-эутрофными [13, 22].

В профилях исследуемых почв устанавливали температурные датчики Термохрон. За период наблюдений (2020—2022 гг.) температура нижней части их профиля не поднималась выше 0°C. Согласно международной классификации почв WRB (World Reference Base for soil resources) [39], исследуемые почвы были отнесены к Cryic Histosols. Ключевые участки выбраны так, чтобы максимально охватить регион с севера на юг ($\pm 1^\circ$ от Полярного круга) и с запада на восток от 66° до 79° Е (рис. 1), и расположены в пределах Пур-Тазовского (Т984, Т989, Т1166), Пур-Надымского (Т1003, Т1168), Обь-Надымского (Т1015, Т1016, Т1090, Т1169) и Пякупур-Айваседапурского (Т1024) междуречий, а также на левом берегу р. Обь в 5 и 12 км западнее г. Лабитнанги (Т1089, Т1006). Дополнительно пробы почв отбирали в пределах Ханты-Мансийского автономного округа в северной части бассейна р. Аган в 33 км южнее от границы с ЯНАО (Т1033). Схема отбора проб представлена на рис. 1. Отбор проб проводили в сентябре 2020—2022 гг. С целью исключения загрязненных участков пробы почв отбирали на удалении от видимых антропогенных источников воздействия, в том числе эксплуатируемых нефтяных и газовых месторождений, а также автомобильных и железных дорог.

Образцы торфяных почв отбирали по горизонтам, с учетом признаков остаточной эутрофности и деградации, включая верхнюю часть многолетнемерзлых пород. Пробы отбирали в полиэтиленовые пакеты и транспортировали при (-18°C) в Институт почвоведения и агрохимии СО РАН (ИПА СО РАН, г. Новосибирск) для проведения аналитических работ. Подготовка проб торфа к



Рис. 1. Схема отбора проб на территории Западной Сибири.

анализам включала их разморозку, высушивание до воздушно-сухого состояния и измельчение в мельнице до состояния пудры.

Свойства почв, прямо или косвенно определяющие содержание и подвижность ХЭ, определяли в лаборатории рекультивации почв ИПА СО РАН. Величину pH измеряли в водной суспензии с использованием кондуктометра Hanna-213 в комплекте с электродом ЭСК 1060/7 (ГОСТ 11623-89). Содержание общего углерода ($C_{\text{общ}}$) и азота ($N_{\text{общ}}$) определяли на CHN-анализаторе Perkin Elmer 2400 Series II (США). Зольность почв определяли

по ГОСТ 11306-2013. Содержание углерода, окисляемого при мокром сжигании при взаимодействии с $K_2Cr_2O_7$ в 50%-ном растворе серной кислоты ($C_{\text{мок}}$), устанавливали по ГОСТ 26213-21. Применение данного метода из-за не полного сжигания органического вещества торфов не рекомендуется использовать при оценке запасов углерода [51]. Однако отношение $C_{\text{общ}}$ и $C_{\text{мок}}$ применяется для расчета степени внутримолекулярной окисленности [1, 14, 23], а также степени педогенной зрелости органического вещества [27], которые наряду с $C_{\text{общ}}/N_{\text{общ}}$ могут служить для

оценки качественного состояния систем органических веществ. Степень педогенной зрелости выражается в процентах $C_{\text{мок}}$ от $C_{\text{общ}}$, максимальные значения которой характерны для высокогумусированных почв, снижаясь по мере увеличения неспецифического органического вещества [26]. Таким образом, педогенная зрелость косвенно отражает степень гумусированности органического вещества торфов, а, следовательно, и наличие органических соединений, оказывающих влияние на подвижность металлов [43, 53].

Общее (валовое) содержание металлов определяли в лаборатории биогеохимии почв ИПА СО РАН методом оптической атомно-эмиссионной спектроскопии с использованием дугового аргонного двухструйного плазмотрона, спектрометра (PGS-2) и многоканального анализатора эмиссионных спектров (МАЭС). Предварительно пробы озоляли в муфельной печи при температуре 450°C.

Концентрацию подвижных форм металлов определяли методом пламенной атомно-абсорбционной спектроскопии на приборе AAnalyst400, экстрагент — 1 М раствор $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ с pH 4.8 (ААБ), соотношение почвенный образец : раствор составляло 1 : 50 (ПНД Ф 16.2.2.2.3.71-2011). Данный экстрагент характеризуется смешанным механизмом воздействия, ионы переходят в раствор в результате реакций ионного обмена, гидролиза некоторых легкогидролизуемых соединений под действием ионов водорода, образования растворимых ацетатных или аммонийных комплексных соединений и т.п. При этом извлекаются лишь наименее прочносвязанные ионы, что позволяет характеризовать запас ХЭ, способных переходить в сопредельные среды, т.е. растения и природные воды [16].

Для калибровки приборов и контроля точности измерений концентраций ХЭ использовали стандартные образцы почв (СДПС-1, СЧТ-3 [33], САДПП-08/6 ОСО № 10902, САЧВП-05/7 ОСО № 21301) и растений (ЛБ-1 ГСО 8923-2007, Тр-1 ГСО 8922-2007). Полученные результаты укладывались в аттестованные значения.

Статистическую обработку данных проводили при помощи пакетов программ Microsoft Office Excel и PAST V2.17. Для выявления взаимосвязи различных свойств олиготрофных горизонтов и их изменений в широтном градиенте был проведен корреляционный анализ с применением рангового коэффициента корреляции Спирмена ($p < 0.05$ и < 0.01). При проведении статистического анализа значения концентраций подвижных форм ХЭ, определенных ниже предела обнаружения, были заменены на значения, равные половине нижнего предела обнаружения элемента (РД 52.18.885-2019). Оценку связи подвижности исследуемых

ХЭ со свойствами почв, ее определяющими, проводили при помощи метода главных компонент.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Свойства торфяных почв. Проведенные полевые исследования показали, что морфологический облик торфяных олиготрофных почв плоскобугристых болот территории Ямало-Ненецкого автономного округа представлен сочетанием торфяных горизонтов различного ботанического состава с разной степенью разложения растительных остатков. В целом исследуемые почвы характеризуются сравнительно небольшой мощностью торфяных горизонтов (в среднем около 1 м). Мощность сезонно-талого слоя в период проведения работ составляла 50–85 см. Дифференцированность торфяной залежи в большинстве исследуемых почв обусловлена остаточной эутрофностью. Торфяные олиготрофные остаточно-эутрофные горизонты (ТОте) были сформированы на начальном этапе торфонакопления в гидроморфных условиях. Горизонты ТОте, также, как и верхняя часть многолетнемерзлых пород (ТОте $\perp$), характеризуются более темной окраской и преобладанием остатков гидрофильной растительности — пушицы, осоки, хвощей и древесных фрагментов [22]. В настоящее время в пределах сезонно-талого слоя данные горизонты приурочены к нижней надмерзлотной части профиля. Формула почв выглядит следующим образом ТО–ТОте–ТОте $\perp$. Плотность данных горизонтов выше, чем у других горизонтов исследуемых почв и варьирует от 0.20 до 0.25 г/см³ [27].

В составе растительных остатков торфяных олиготрофных горизонтов, не имеющих признаков деградации и эутрофности (ТО), преобладает сфагнум. Такие горизонты отличаются более низкой плотностью, которая изменяется в интервале 0.05–0.18 г/см³ при средних значениях 0.09 г/см³. Как правило, верхняя часть профиля почв характеризуется наличием перегнойного материала, указывающего на активное протекание процессов деградации олиготрофных горизонтов (ТОh) [47]. Тем не менее, признаки деградации, а также более высокая доля в составе органического материала остатков кустарничков существенно не сказываются на плотности почв, слагающих данные горизонты. Формула почв с признаками деградации выглядит как ТОh–ТО–ТОте–ТОте $\perp$. Плотность горизонтов ТОh остается близкой к плотности горизонтов ТО и колеблется в пределах от 0.06 до 0.19 г/см³ при средних значениях 0.10 г/см³.

Свойства исследуемых торфов, прямо или косвенно определяющие подвижность металлов в почвах, отличаются в различных горизонтах (табл. 1). В целом, величина pH водной суспензии

Таблица 1. Основные химические и физико-химические свойства олиготрофно-торфяных горизонтов исследуемых почв

Параметр	Горизонт			
	TOh (<i>n</i> = 9)	TO (<i>n</i> = 14)	TOte (<i>n</i> = 18)	TOte⊥ (<i>n</i> = 15)
pH	<u>3.7–4.5</u> 4.1(4.1)	<u>3.0–4.5</u> 3.4(3.4)	<u>3.6–4.4</u> 3.8(3.7)	<u>3.6–4.5</u> 4.1(4.1)
Зольность, %	<u>2.5–9.9</u> 5.7(5.1)	<u>1.1–3.9</u> 2.2(2.2)	<u>1.5–8.6</u> 5.4(5.5)	<u>1.9–7.6</u> 4.2(3.5)
C _{общ} , %	<u>41.6–48.4</u> 45.7(46.4)	<u>44.4–50.1</u> 46.4(46.7)	<u>46.9–52.7</u> 49.6(50.2)	<u>45.8–55.4</u> 49.6(48.5)
C _{мок} , %	<u>31.1–37.0</u> 34.6(35.8)	<u>32.7–39.2</u> 36.1(36.1)	<u>30.4–45.9</u> 37.0(35.2)	<u>37.3–48.9</u> 42.0(40.9)
N _{общ} , %	<u>1.19–1.85</u> 1.56(1.60)	<u>0.30–1.31</u> 0.90(0.99)	<u>1.36–3.04</u> 2.13(2.03)	<u>1.96–2.85</u> 2.35(2.29)
C/N	<u>29.1–46.1</u> 35.3(33.0)	<u>44.1–179.3</u> 70.6(54.9)	<u>18.5–45.0</u> 30.1(29.9)	<u>19.7–33.0</u> 25.3(24.2)
C _{мок} /C _{общ} × 100, %	<u>74.7–76.5</u> 75.8(76.3)	<u>68.8–83.9</u> 77.8(77.9)	<u>60.3–90.7</u> 74.9(70.4)	<u>77.4–92.2</u> 84.8(84.7)

Примечание. Здесь и далее над чертой — минимальные и максимальные значения, под чертой — средние, в скобках — медианные значения.

находится в области сильнокислых значений. Максимальные средние и медианные значения pH характерны для горизонтов TOh и TOte⊥. Горизонты TOte и TO более кислые, максимальный разброс значений отмечается в TO. Зависимости значений pH торфов от географической широты расположения участка исследования не выявлено, однако проявилась слабая корреляционная связь значений pH торфов с их зольностью (0.53 при *n* = 33), которая усиливается в горизонтах TOte (до 0.72).

Зольность образцов почв исследуемых горизонтов не превышает 10%. Максимальная зольность (до 30% и более) была зафиксирована в горизонте TOh Пур-Тазовского междуречья (T1166). Как указано в работе [21], аномально высокая зольность верхних торфяных горизонтов данного района обусловлена влиянием Заполярного нефтегазо-конденсатного месторождения. По этой причине проба T1166 TOh была исключена из статистической выборки. Минимальными значениями зольности характеризуются горизонты TO и далее увеличиваются в ряду TO < TOte⊥ < TOte < TOh. Следует отметить, что зольность остаточно-эутрофных горизонтов в пределах сезонно-талого слоя выше, чем в аналогичных горизонтах верхней части многолетнемерзлых пород, что, вероятно, связано с наличием геохимического мерзлотного барьера [25, 57]. В пространственном отношении максимальная зольность фиксируется в пробах

почв, отобранных за Полярным кругом в пределах Пур-Тазовского междуречья (T984, T989, T1015), минимальная — в почвах Пякупур-Айва-седапурского междуречья (T1024) и в северной части бассейна реки Аган (T1033). Помимо pH, зольность также демонстрирует слабую корреляцию с широтой местности (0.50), которая усиливается в образцах почв, относящихся к горизонтам TO (до 0.65).

Содержания общего (C_{общ}) и углерода, окисляемого при мокром сжигании (C_{мок}), в торфяных почвах варьируют в интервалах 41.6–55.4 и 31.1–48.9% соответственно. Их средние значения увеличиваются в ряду TOh < TO < TOte < TOte⊥. Более высокие концентрации C_{общ} и C_{мок} отмечены в почвах Пур-Тазовского (T989, T1166) и Пур-Надымского (T1003, T1168) междуречий.

Содержание общего азота (N_{общ}) максимально в горизонтах с признаками остаточной эутрофности (TOte и TOte⊥) — в 1.4 раза выше, чем в горизонтах TOh, и более чем в 2 раза больше по сравнению с горизонтами TO. По всей видимости, увеличение содержания N_{общ} связано с повышенной метаболической активностью микроорганизмов, отмечаемой на границе сезонно-талого слоя и многолетнемерзлых пород [49]. Значения отношения C/N обратно пропорциональны содержанию азота. Оба показателя демонстрируют корреляционную зависимость с зольностью торфов (*r* = 0.66 для N_{общ}, *r* = –0.65 для C/N), усиливающую

юся в горизонтах ТО (до 0.67 и –0.73 соответственно). Кроме того, в данных горизонтах содержание $N_{\text{общ}}$ и C/N коррелируют также с широтой местности (0.74 и –0.77 соответственно). Степень педогенной зрелости (качественный показатель органического вещества торфов, характеризующий устойчивость органического вещества торфов к окислению) максимальна для почв мерзлотных горизонтов. Все вышеотмеченное косвенно свидетельствует о большей гумусированности горизонтов T_{Ote}⊥, следовательно, и большем наличии в этих горизонтах органических соединений, оказывающих влияние на увеличение подвижности металлов [43, 53].

Таким образом, анализ свойств почв, определяющих подвижность металлов, показывает, что несмотря на различный генезис, горизонты с признаками деградации и остаточной эутрофности ближе по свойствам друг к другу, чем к лежащему между ними горизонту ТО. Верхняя часть горизонтов T_{Ote}⊥ отличается от аналогичных горизонтов сезонно-талого слоя, что проявляется в качестве (судя по C/N и ПЗ) органического вещества, незначительном увеличении значений pH и низкой зольности. Данные отличия создают условия для миграции ХЭ в водную среду при увеличении мощности сезонно-талого слоя.

Общее содержание исследуемых макроэлементов в исследуемых горизонтах соответствовало значениям, установленным другими исследователями [17, 18, 21, 45, 56]. В целом по региону содержание макроэлементов в горизонтах T_{Oh} выше, чем в нижележащих горизонтах ТО (рис. 2). По всей видимости, это связано не только с деградацией верхних горизонтов торфов, но и с наличием геохимического окислительного барьера на границе относительно сухого горизонта T_{Oh} и увлажненных большую часть года горизонтов ТО [18]. В среднем отношение T_{Oh}/ТО по общему содержанию элементов составляет: Fe – 4.7, Ca – 1.1, K – 1.5, Na – 1.6, Mg – 1.4, для подвижных форм металлов: Fe – 55.0, K – 3.4, Mg – 1.3, Ca и Na – 1.1. При сравнении соотношений T_{Ote}/ТО фиксируется увеличение концентрации только для валового и подвижного Fe (соответственно в 2.5 и 3.3 раза). При этом наибольшие значения содержания Fe фиксировались в горизонтах, подстилаемых минеральными глеевыми горизонтами, находящимися в пределах сезонно-талого слоя. Подобное влияние нижележащих глеевых горизонтов в почвах ЯНАО отмечалось и другими авторами [20, 41]. Кроме того, в работе [28] описано наличие в верхней части профиля почв остаточно-эутрофных горизонтов, обогащенных зольными элементами, которые подстилались не минеральными, а торфяными горизонтами без признаков эутрофности. Дополнительно отмечалось, что в торфяных почвах, сформированных без участия многолетней мерзлоты, миграционные процессы нивелируют

различия во внутрипрофильном распределении содержания макроэлементов [28].

Стоит отметить, что в исследуемых горизонтах содержание Ca оставалось практически неизменным как при сравнении его подвижных форм и валового содержания, так и концентраций в различных генетических горизонтах. В то же время в пробах горизонтов T_{Ote}⊥, отобранных в верхней части многолетнемерзлых пород, были зафиксированы повышенные концентрации Ca (до 5600–8800 мг/кг), что, по всей видимости, связано с наличием геохимического барьера на границе сезонно-талого слоя [25, 41]. В этих же горизонтах фиксировались и выбивающиеся из общего диапазона концентрации K.

Остаточно-эутрофные горизонты верхней части многолетнемерзлых пород (T_{Ote}⊥) характеризуются более высокими концентрациями элементов, по сравнению с вышележащими горизонтами T_{Ote}. На фоне более низких значений зольности и менее кислой pH общее содержание Fe в T_{Ote}⊥ увеличивается в 1.2 раза, K – в 1.4, Ca – в 2.9, Mg – в 3.1. Концентрации подвижных форм в горизонтах T_{Ote}⊥ также возрастают: для Fe – 2.0, K – 1.5, Ca – 3.0, Mg – 3.1 раза.

Наличие мерзлотного геохимического барьера [25, 57] подтверждают также высокие значения коэффициентов корреляции Fe с зольностью для остаточно-эутрофных горизонтов, которые составляют 0.88 для валового содержания элемента и 0.94 для концентраций его подвижных форм (при $n = 15$). Между зольностью и валовыми концентрациями K установлены слабые корреляционные зависимости (0.63). Для образцов, отобранных из горизонтов T_{Ote}, были установлены отрицательные корреляционные связи между валовыми содержаниями и концентрациями подвижных форм элементов Mg и K с содержанием общего углерода (–0.58 и –0.74). В горизонтах T_{Ote}⊥ вышеуказанные связи ослабевали.

В горизонтах ТО сильная корреляционная зависимость Fe и зольности была отмечена только для валового содержания (0.84). В данных горизонтах с зольностью имели взаимосвязь также валовые содержания и концентрации подвижных форм Na (соответственно 0.96 и 0.93) и Ca (0.60 и 0.62). Данные элементы продемонстрировали корреляционные зависимости с широтой местности – Ca (0.75 и 0.87), Na (0.58 и 0.63).

В горизонтах T_{Oh} статистически значимых корреляций между содержанием элементов и основными свойствами почв выявлено не было, что, по всей видимости, связано в большей степени не с генетическими особенностями данных горизонтов, а с локальными условиями их трансформации [15] и дополнительным поступлением элементов на поверхность почв вследствие воз-

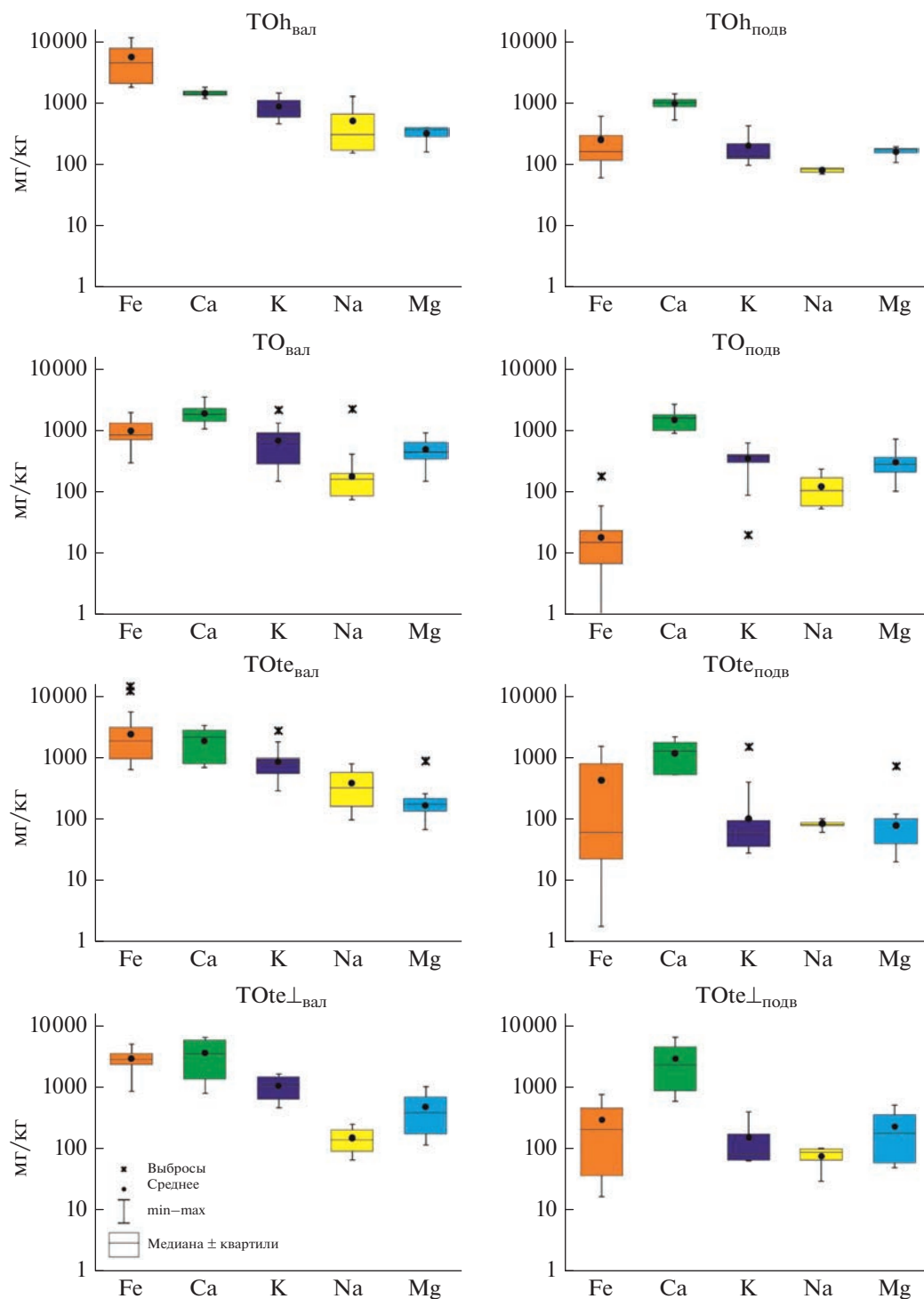


Рис. 2. Распределение валового содержания и концентраций подвижных форм макроэлементов в профилях торфяных олиготрофных почв ЯНАО.

душного массопереноса [21], а также поверхностного стока.

Оценка содержания металлов исследуемых горизонтов, подлежащих нормированию, показала, что их содержания не превышают установленные

ПДК и ОДК (СанПиН 1.2.3685-21) и характеризуются сравнительно низкими концентрациями, иногда даже ниже пределов обнаружения используемых методов анализа (рис. 3). Распределение валового содержания элементов и их подвижных форм между горизонтами TOh и TO по глубине

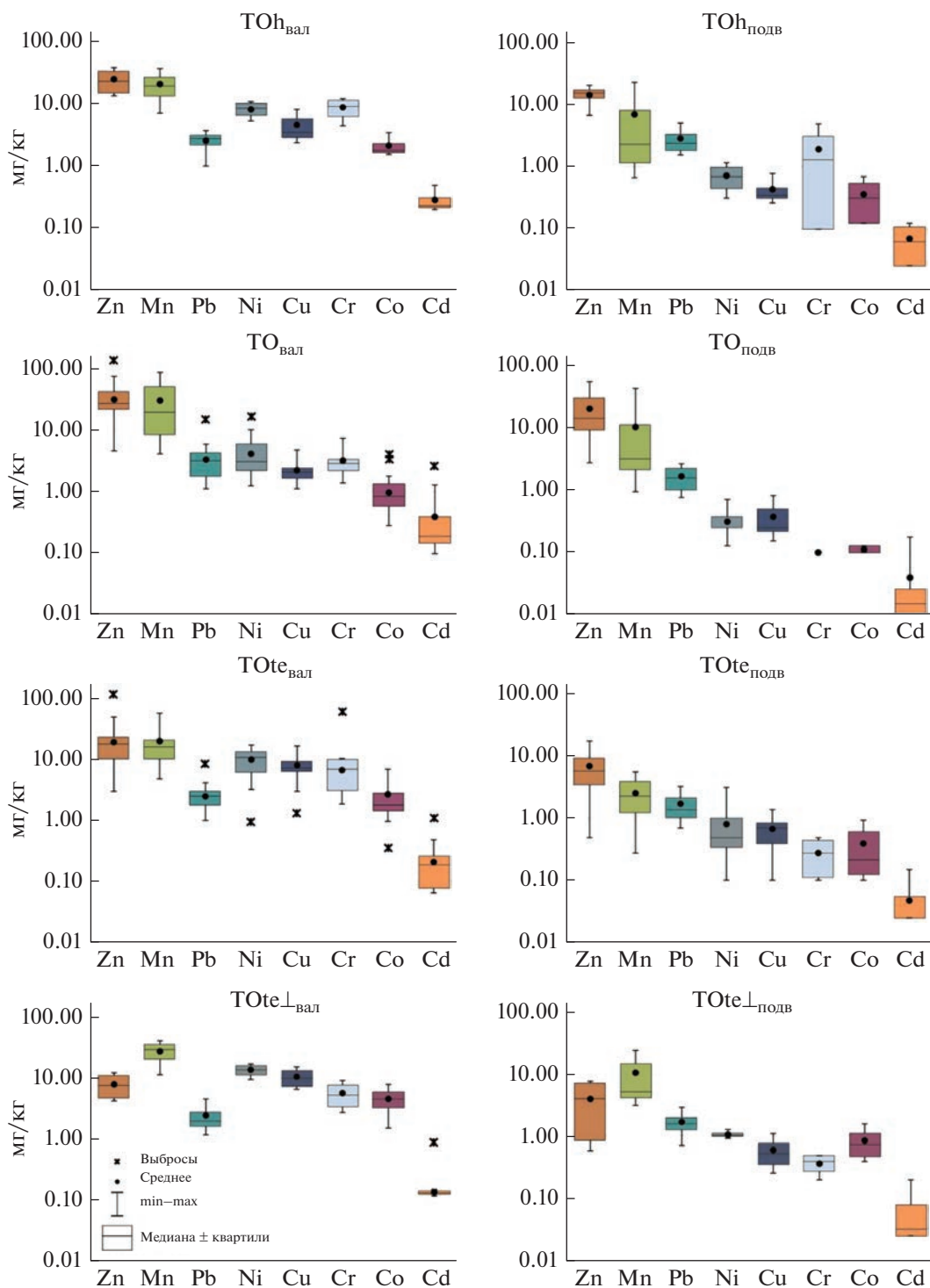


Рис. 3. Распределение валового содержания и концентраций подвижных форм микроэлементов в профилях торфяных олиготрофных почв ЯНАО.

профиля характеризуются двукратным снижением концентраций Co, Cr, Cu и Ni. Подобные результаты были получены в работе [29] для торфяных олиготрофных почв Архангельской области. Однако представленные данные в силу сравни-

тельно низких концентраций исследуемых микроэлементов нельзя связать с загрязнением торфа металлами, которое характерно для северных территорий европейской части России [35] и других стран [37, 38, 52]. По всей видимости, для почв

Западной Сибири увеличение содержания металлов в верхней части профиля связано не с антропогенным загрязнением, а с протекающими климатическими изменениями, способствующими усилению естественной трансформации торфяных горизонтов в грубогумусовые [15]. Об этом также свидетельствует более низкое содержание в горизонтах TOh Cd, Pb и Zn, которое характерно для антропогенного загрязнения [7, 31, 46, 54]. Также в перераспределении подвижных форм микроэлементов не исключена роль криогенных процессов. Предполагается, что морозное иссушение верхней части торфяной толщи сопровождается притоком охлажденных поровых растворов из нижележащих слоев торфа, обогащая верхние горизонты микроэлементами [32]. Однако миграция поровых вод из средней толщи торфов, которая является зоной криогенного выщелачивания, происходит по направлению к фронтам промерзания, т.е. и вверх, и вниз, что также способствует выносу и накоплению элементов в нижележащих горизонтах. Ниже по профилю в остаточно-эутрофных горизонтах (TOte) валовые содержания Mn, Ni, Cu, Cr и Co снова увеличиваются, достигая максимальных концентраций в горизонтах верхней части многолетнемерзлых пород (TOte $\perp$). В среднем наблюдается увеличение валового содержания Ni и Zn – в 1.3, Cu и Pb – в 1.4, Cd и Co – в 1.8, Mn – в 2.5 раза.

Аналогичная тенденция отмечается в профильном распределении подвижных форм исследуемых ХЭ. Исключение в данном случае составляет Cd, концентрации которого в горизонтах TOte выше, чем в TO. Для подвижных форм также характерно увеличение содержания металлов в остаточно-эутрофных мерзлотных горизонтах TOte $\perp$. Содержания Cd, Ni, Cu в верхней части многолетнемерзлых пород выше в 1.2 раза, Cr, Pb и Zn – в 1.4 раза, Co – в 1.6, Mn – в 3.4 раза, чем вышележащем горизонте. Стоит повторно отметить, что наблюдаемое увеличение содержания металлов в горизонтах TOte $\perp$ фиксируется на фоне одинаковой с TOte зольности.

При оценке взаимосвязи валового содержания и концентрации подвижных форм исследуемых ХЭ с основными свойствами горизонтов TOte отмечается сильная положительная корреляция для Cr и Pb с зольностью (0.65–0.81). Содержание кобальта продемонстрировало отрицательную корреляцию с содержанием общего углерода (–0.65 – валовый, –0.79 – подвижный). Данные элементы, а также Mn, имеют слабую положительную связь с величиной pH (0.61–0.70).

В горизонтах TO связь валовых концентраций с зольностью проявилась в ряду Ni > Cu > Cd > Co > Mn (0.60–0.86), исключение составили Cr, Pb и Zn. Слабая зависимость между подвижными формами ХЭ и зольностью была отмечена для Cd и

Cu. Взаимосвязь с концентрацией азота установлена для валового содержания Co > Cu > Cd (0.62–0.73), а также подвижных форм Ni и Co (0.69 и 0.66). Отмеченная связь с азотом усиливалась и приобретала отрицательный знак при анализе корреляции с C/N. С широтой местности была выявлена сильная положительная связь увеличивающихся с юга на север валовых содержания Cd, Co и подвижных форм соединений Mn.

Отношения валовых содержаний и концентраций подвижных форм исследуемых ХЭ варьируют в широких диапазонах значений как для внутри-профильного, так и для пространственного распределения в одинаковых горизонтах (табл. 2). Причиной этому служит ряд факторов, в том числе растворимость элементов, их биофильность, зольность горизонтов, физико-химические свойства почв и др. [8, 16, 19, 30]. Кроме того, на отдельных территориях, содержание некоторых элементов подвержено влиянию как природных факторов, например, близость Полярного Урала для левобережья Оби [55], так и техногенных – наличие локального загрязнения, связанного с добычей углеводородов [31], последние из которых не рассматривались в данной работе.

Средние значения подвижности элементов в исследуемых почвах увеличиваются в ряду от Fe (2.7–7.8) до Ca (71.1–87.1) и Pb (69.7–97.3). Максимальная амплитуда значений фиксируется для Na и Cr в TOh, Na, Cr и Cd в TO, Na, Cr, Cd, Mg, Mn и Zn в TOte. Минимальный разброс значений отмечается у Fe, Ni и Cu. При сравнении почвенных горизонтов установлено, что металлы в горизонтах TOte $\perp$ обладают максимальной подвижностью и характеризуются наименьшим разбросом значений.

При расчете процента подвижности по каждому конкретному профилю получается, что в среднем в горизонтах TOte $\perp$ значения выше, чем в TOte для K и Mn в 1.2 раза, Fe – 1.4, Ni и Cu – 1.6, Na – 2.0, Cd и Co – в 2.7 раз (рис. 4). Подвижность Ca, Mg, Cr, Pb и Zn остается на том же уровне.

Результаты анализа данных методом главных компонент показали (табл. 3), что тесную положительную связь с первой главной компонентой имеет подвижность таких элементов, как Pb, Mn, Cr и содержание окисляемого, определяемого методом мокрого сжигания. В меньшей степени главную компоненту определяют подвижность Cd, Ca, содержание общего углерода и степень педогенной зрелости органического вещества. Вторая компонента тесно связана с подвижностью Mg, Ca, Co, Cr, K и отношением углерода и азота. Отрицательно выраженную связь со второй компонентой имеют зольность и содержание азота. Третья компонента слабо коррелирует с подвижностью Ni.

Таблица 2. Доля подвижных форм металлов в горизонтах торфяных олиготрофных почв севера Западной Сибири, %

Химический элемент	Горизонт			
	TOh (<i>n</i> = 9)	ТО (<i>n</i> = 14)	TOte (<i>n</i> = 18)	TOte⊥ (<i>n</i> = 15)
Fe	2.9–6.1	0.2–13.0	0.9–26.8	1.6–14.9
	4.4(4.4)	2.7(1.8)	7.8(3.9)	7.7(7.2)
Ca	42.9–100.0	58.6–100.0	39.3–100.0	62.7–100.0
	71.1(70.7)	81.9(82.6)	79.4(83.9)	87.1(92.8)
K	9.2–59.5	29.4–77.3	6.0–83.2	81.3–100.0
	29.0(23.6)	49.3(47.0)	18.3(7.9)	14.6(12.1)
Na	6.7–100.0	10.1–100.0	10.2–100.0	62.7–100.0
	56.1(58.8)	78.7(100.0)	43.4(39.6)	95.3(100.0)
Mg	44.2–66.5	33.5–97.2	10.5–100.0	26.5–93.6
	52.8(50.3)	64.1(62.7)	45.7(50.0)	59.6(59.1)
Cd	5.1–50.0	1.9–100.0	7.5–100.0	26.5–93.6
	28.4(29.3)	46.2(51.5)	47.7(40.4)	59.6(59.1)
Co	7.4–37.1	3.1–47.6	2.4–52.4	9.5–46.7
	16.8(11.4)	29.0(37.7)	24.0(26.3)	30.8(33.4)
Cr	0.8–100.0	3.0–100.0	4.1–100.0	35.6–100.0
	31.5(12.5)	48.0(51.7)	46.6(35.5)	75.6(83.4)
Cu	0.7–11.1	4.4–61.2	1.4–19.9	3.1–24.1
	8.0(10.2)	24.2(18.5)	11.0(12.2)	10.2(6.7)
Ni	6.2–12.3	0.7–16.4	1.9–25.3	3.2–15.2
	8.5(7.7)	9.5(10.2)	11.2(8.0)	7.8(6.3)
Pb	59.3–100.0	27.1–100.0	30.3–100.0	89.2–100.0
	76.4(73.1)	69.9(60.0)	76.6(84.1)	97.3(100.0)
Mn	5.9–64.8	3.5–65.1	3.1–100.0	25.8–96.8
	25.5(15.6)	32.0(26.5)	46.0(44.6)	64.2(67.1)
Zn	42.6–100.0	40.0–100.0	8.3–100.0	13.8–66.4
	59.8(48.3)	67.1(69.9)	42.6(39.7)	31.4(22.6)

Оценивая расположение исследуемых торфяных горизонтов в пространстве двух главных компонент (рис. 5), можно отметить обособление горизонтов, не имеющих признаков деградации и остаточной эуτροφности (ТО). Горизонты ТО локализируются в области, для которой характерно широкое отношение C/N и минимальные значения зольности и pH. В этих условиях максимальную подвижность приобретают K, Cu, Zn, Mg.

Связь зольности и pH с подвижностью железа более выражена для проб, отобранных из горизонтов TOte. В данных горизонтах вместе с увеличением содержания $C_{\text{общ}}$ и $C_{\text{мок}}$ возрастает подвижность Pb, Mn, Cd и Cr. В этой же области в пределах границ, максимально приближенных к ТО, располагаются пробы, отобранные из гори-

зонтов TOh. В целом значения подвижности элементов в этом горизонте находятся между значениями, характерными для горизонтов ТО и TOte, и имеют выраженную связь с зольностью. Исключение составляют Ca, Cd, Cu и Mn, подвижность которых в TOh минимальна.

В области проб горизонтов TOte⊥ вместе с увеличением содержания $C_{\text{общ}}$ и $C_{\text{мок}}$, а также степени педогенной зрелости ($C_{\text{мок}}/C_{\text{общ}} \times 100, \%$) и $N_{\text{общ}}$ имеет место увеличение миграционной способности Pb, Mn, Cd и Cr. При этом следует заметить, что фиксируемое повышение миграции происходит на фоне одинаковой или в незначительной степени снижающейся зольности. Отмеченные закономерности говорят, что изменение качественного состава органического вещества

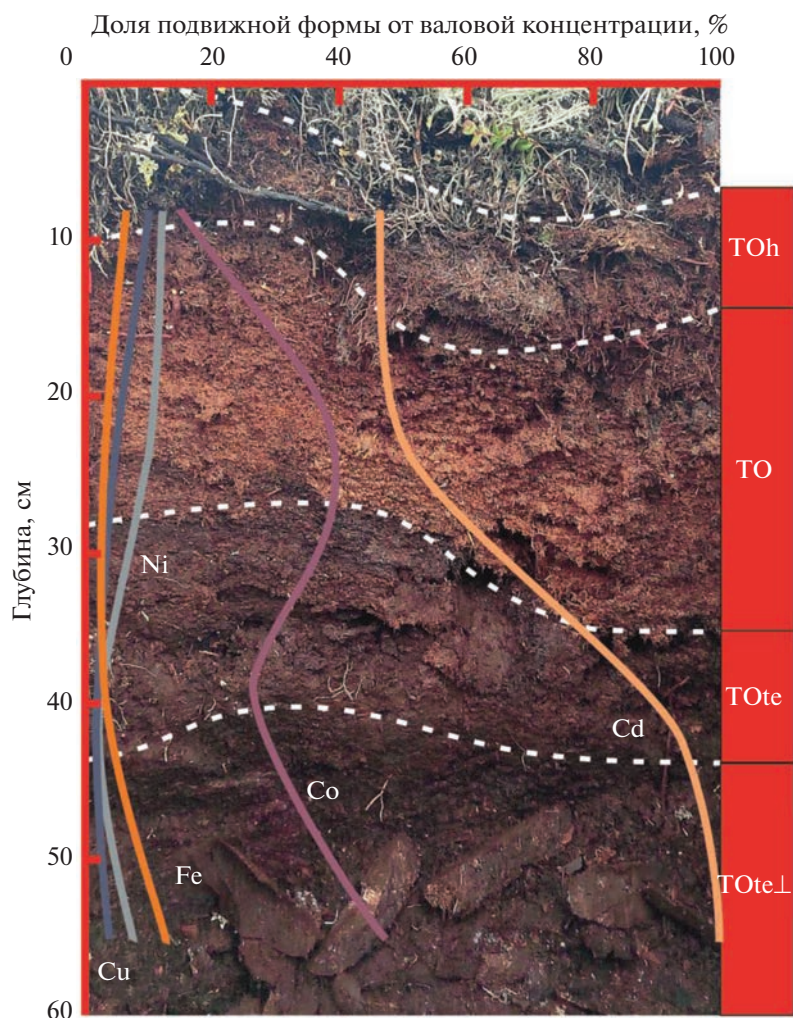


Рис. 4. Изменение доли подвижных форм Cu, Ni, Fe, Co и Cd по профилю торфяной олиготрофной остаточно-эутрофной почвы (Т1169).

остаточно-эуотрофных мерзлотных горизонтов сопровождается повышением мобильности металлов, обладающих высокой способностью к комплексообразованию с низкомолекулярными органическими кислотами [58]. Таким образом, верхняя часть многолетнемерзлых пород является геохимическим барьером, на котором происходит аккумуляция тяжелых металлов за счет образования их органических комплексов, которые, в условиях увеличения сезонно-талого слоя, могут оказать влияние на химический состав природных вод территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что специфика торфяных олиготрофных почв северных территорий Западной Сибири, неподверженных антропогенному влиянию, проявляется в дифференциации морфологического профиля, связан-

ной не только с ботаническим составом различных горизонтов, но и с условиями их формирования и трансформации. В целом торфяные олиготрофные почвы имеют небольшую мощность сезонно-талого слоя (50–85 см). Нижняя часть профиля имеет признаки остаточной эуотрофности (горизонты TOte), характерной и для органогенных многолетнемерзлых пород (горизонты TOte⊥). Верхняя часть профиля исследуемых почв часто имеет признаки деградации олиготрофных горизонтов (горизонты TOh).

Свойства почв, влияющие на поведение металлов, дифференцируются по почвенному профилю. Значения pH водных суспензий находятся в области сильноокислых значений и увеличиваются в ряду $TO < TOte < TOte\perp < TOh$. Максимальная зольность отмечается в верхних горизонтах с признаками деградации, ниже по профилю уменьшается и возрастает в остаточно-эуотрофных горизонтах. В верхней части многолетне-

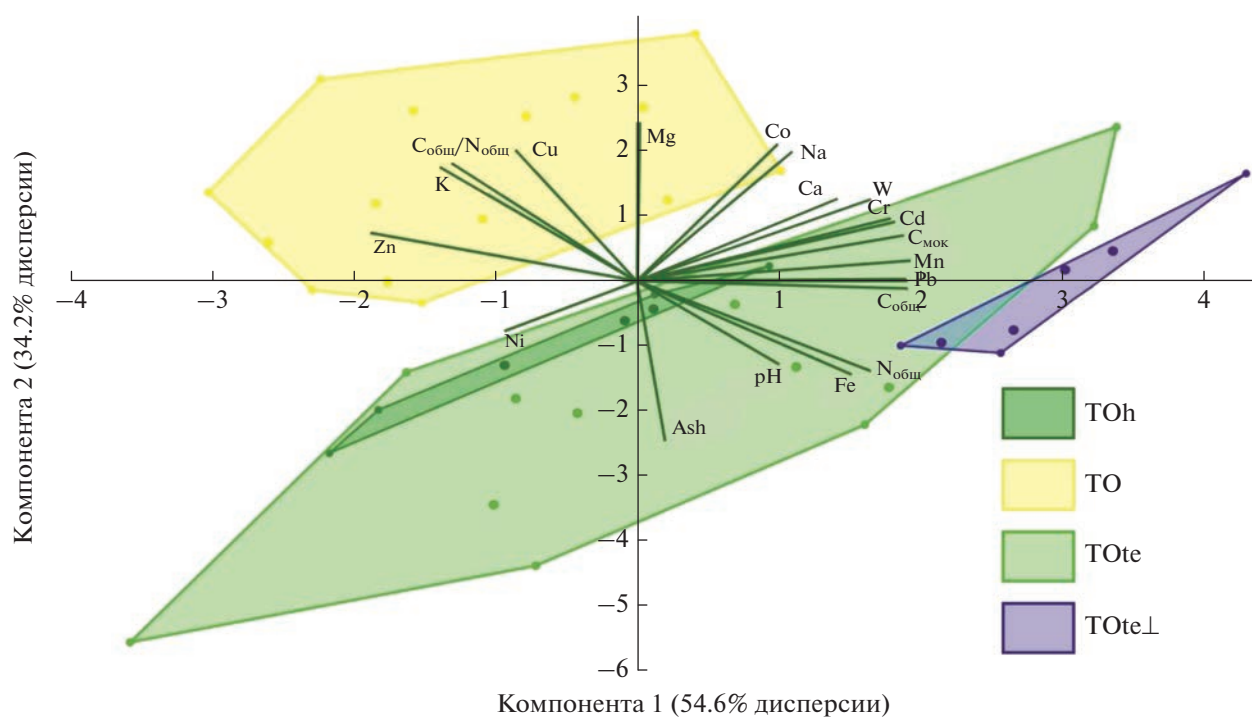


Рис. 5. Распределение исследуемых проб торфяных горизонтов в пространстве двух главных компонент.

Таблица 3. Корреляционная связь главных компонент и процента подвижных форм исследуемых металлов ($n = 41$)

Показатель	Компонента 1 (54.6% дисперсии)	Компонента 2 (34.2% дисперсии)	Компонента 3 (11.1% дисперсии)
$C_{общ}$	0.59	0.24	-0.15
N	0.50	-0.62	-0.09
$C_{общ}/N$	-0.38	0.59	0.16
$C_{мок}$	0.77	0.50	-0.12
$C_{мок}/C_{общ} \times 100$	0.58	0.50	-0.05
pH	0.34	-0.44	-0.49
Ash	-0.25	-0.77	0.26
Fe	0.31	-0.39	0.33
Ca	0.63	0.51	0.15
K	-0.41	0.56	-0.12
Na	0.39	0.71	-0.01
Mg	0.40	0.81	0.18
Cd	0.67	0.48	0.04
Co	0.35	0.62	0.13
Cr	0.72	0.59	0.31
Cu	-0.16	0.45	0.49
Ni	-0.19	-0.12	0.72
Pb	0.84	0.36	0.03
Mn	0.74	0.25	0.10
Zn	-0.38	0.12	0.10

Примечание. Жирным шрифтом выделены статистически значимые величины.

мерзлых пород зольность ниже или остается на уровне значений, характерных для остаточно-эутрофных горизонтов. Содержание общего и углерода, окисляемого мокрым сжиганием в торфяных почвах, увеличивается вниз по профилю и достигает максимума в T_{Ote}L, при этом качество органического вещества меняется за счет уменьшения отношений C/N и C_{общ}/C_{мокс}.

Характерной особенностью распределения макроэлементов в неподверженных техногенному загрязнению торфяных олиготрофных почвах северной части Западной Сибири является наличие двух максимумов по глубине профиля. Первый приурочен к горизонтам T_{Oh}, второй — к T_{Ote}L. Валовое содержание и концентрации подвижных форм Fe, Ca, K и Mg в верхней части многолетнемерзлых пород увеличиваются по сравнению с нижней частью сезонно-талого слоя (T_{Ote}) в 1.2–3.1 раза. Данная тенденция также отмечается для Cd, Ni, Cu, Cr, Pb, Zn, Co и Mn. Вместе с этим на фоне снижения зольности и кислотности pH в горизонтах T_{Ote}L увеличивается доля подвижных K и Mn — в 1.2 раза, Fe — 1.4, Ni и Cu — 1.6, Na — 2.0, Cd и Co — в 2.7 раз.

Статистический анализ с использованием метода главных компонент показал, что низкая зольность, pH и широкое отношение C/N связаны с мобилизацией K, Cu, Zn и Mg, активно накапливающихся растительностью, что и обуславливает их высокую подвижность в горизонтах T_O. В горизонтах T_{Ote} и T_{Ote}L с увеличением зольности, pH и общего азота повышаются подвижность Fe, Mn, Pb, Cd и Cr. Данные элементы имеют максимальную миграционную способность в верхней части многолетнемерзлых органогенных пород, образуя с органическим веществом органо-минеральные комплексы.

Таким образом, рассмотрев особенности содержания металлов и оценив их подвижность в незатронутых техногенезом торфяных олиготрофных почвах севера Западной Сибири, можно сделать вывод, что увеличение мощности сезонно-талого слоя, обусловленное происходящими климатическими изменениями, повлечет за собой высвобождение и последующую миграцию ряда ХЭ. Отмеченное явление может отразиться на химическом составе природных вод и фоновых концентрациях тех элементов, увеличение миграции которых в настоящее время фиксируется в Арктических областях в связи с активным развитием нефтегазодобывающего комплекса России.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Отбор проб торфов выполнен при финансовой поддержке государственного задания ТФ ИНГГ СО РАН (проект № 0266-2022-0016), химический анализ проб выполнен в рамках государственного задания

ИПА СО РАН (проект № 121031700-316-9). Интерпретация полученных данных выполнена при поддержке РНФ, проект № 20-77-10084.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов Е.В., Попов А.И. Определение в одной пробе почвы углерода, азота, окисляемости органического вещества и углерода карбонатов // Почвоведение. 2005. № 2. С. 186–194.
2. Аветов Н.А., Шишконокова Е.А. Загрязнение нефтью почв таежной зоны Западной Сибири // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2011. Вып. 68. С. 45–55. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2011-68-45-55>
3. Агбалян Е.В., Шинкарук Е.В., Попова Т.Л., Максименко Ю.И. Эколого-геохимическая ситуация на территории Ямало-Ненецкого автономного округа по материалам элементного анализа биологических сред (волосы) населения // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2019. № 2(103). С. 34–40. <https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2019.103.2.004>
4. Алтунина Л.К., Сваровская Л.И., Яценко И.Г., Ельчанинова Е.А. Экологическое состояние водных объектов на территории нефтедобывающих комплексов Среднего Приобья // Нефтехимия. 2017. Т. 57. № 3. С. 340–345. <https://doi.org/10.7868/S0028242117020034>
5. Арестова И.Ю., Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю. Эколого-геохимическая оценка состояния природной среды в районах нефтедобычи // Геохимия биосферы. М.: Смоленск, 2006. С. 41–42.
6. Василевская В.Д., Иванов В.В. Почвы севера Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 225 с.
7. Водяницкий Ю.Н., Аветов Н.А., Савичев А.Т., Трофимов С.Я. Характеристика техногеохимических аномалий торфяных почв, загрязненных шламами в районе нефтедобычи в Среднем Приобье // Агрохимия. 2012. № 11. С. 82–90.
8. Водяницкий Ю.Н., Смагин А.В., Яковлев А.С. Факторы изменчивости содержания подвижных форм тяжелых металлов в почве // Экологический вестник Северного Кавказа. 2016. № 1. С. 27–38.
9. Волкова Н.А., Иванова И.С., Соколов Д.А., Колубаева Ю.В., Чуйкина Д.А. Концентрации и источники полициклических ароматических углеводородов в воде и донных отложениях рек северных нефтегазодобывающих территорий Западной Сибири // Известия Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 4. 135–148. <https://doi.org/10.18799/24131830/2023/4/3924>
10. Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра, 1989. 454 с.
11. Грива Г.И. Геоэкологические условия разработки газовых месторождений Ямала. Томск: Томский гос. ун-т, 2005. 352 с.
12. Карпенко Л.В. Оценка современного состояния болот лесотундровой подзоны в условиях слабого

- аэротехногенного загрязнения // География и природные ресурсы. 2018. № 3. С. 59–66.
[https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3\(59-66\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3(59-66))
13. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 14. Козут Б.М., Фрид А.С. Сравнительная оценка методов определения содержания гумуса в почвах // Почвоведение. 1993. № 9. С. 119–123.
 15. Лойко С.В., Кузьмина Д.М., Истигечев Г.И., Крицков И.В., Лим А.Г., Климова Н.В., Новоселов А.А., Константинов А.О., Новолодская Э.В., Кулижский С.П. Трансформация морфологических свойств почв вследствие закустаривания пятнистой тундры // Вестник Томского гос. ун-та. Биология. 2022. № 59. С. 6–41.
<https://doi.org/10.17223/19988591/59/1>
 16. Минкина Т.М., Мотузова Г.В., Назаренко О.Г. Состав соединений тяжелых металлов в почвах. Ростов-на-Дону: Эверест, 2009. 208 с.
 17. Московченко Д.В. Биогеохимические особенности почв бассейна реки Мессояха (Тазовский район Ямало-ненецкого автономного округа) // Вестник Тюменского гос. ун-та. Экология и природопользование. 2016. Т. 2. № 2. С. 8–21.
<https://doi.org/10.21684/2411-7927-2016-2-2-8-21>
 18. Московченко Д.В., Бабушкин А.Г. Фооновое содержание подвижных форм металлов в почвах севера Западной Сибири // Вестник Тюменского гос. ун-та. Экология и природопользование. 2015. Т. 1. № 3. С. 163–174.
 19. Мотузова Г.В. Соединения микроэлементов в почвах: системная организация, экологическое значение, мониторинг. М.: Либроком, 2013. 168 с.
 20. Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю., Ганул А.Г. Фооновое содержание химических элементов в почвах и донных осадках севера Западной Сибири // Почвоведение. 2019. № 4. С. 422–439.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19020114>
 21. Пожитков Р.Ю., Московченко Д.В., Тигеев А.А. Элементный состав торфяных отложений верхового типа Пур-Тазовского междуречья // Географический вестник. 2020. № 1. С. 154–165.
<https://doi.org/10.17072/2079-7877-2020-1-154-165>
 22. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 23. Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Некоторые данные о степени внутримолекулярной окисленности гумуса разных типов почв (к вопросу о переводном коэффициенте с углерода на гумус) // Почвоведение. 1967. № 7. С. 85–95.
 24. Романенко Е.А., Московченко Д.В., Кудрявцев А.А., Шигабаева Г.Н. Подвижные формы металлов в почвах Надым-Пуровского междуречья (Западная Сибирь) // Вестник Нижневартовского гос. ун-та. 2020. № 2. С. 136–145.
<https://doi.org/10.36906/2311-4444/20-2/18>
 25. Савичев О.Г., Мазуров А.К., Рудмин М.А., Хвещевская А.А., Даулетова А.Б. Изменения химического состава кислотных вытяжек по глубине торфяной залежи внутриболотных экосистем Васюганского болота (Западная Сибирь) // Известия Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 9. С. 101–116.
<https://doi.org/10.18799/24131830/2018/9/2093>
 26. Соколов Д.А. Диверсификация почвообразования на отвалах угольных месторождений Сибири. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Новосибирск, 2019. 45 с.
 27. Соколов Д.А., Иванова И.С., Морозов С.В., Пчельникова Т.Г., Солдатова Е.А. Полициклические ароматические углеводороды в торфяных олиготрофных почвах северных территорий Западной Сибири // Почвоведение. 2022. № 10. С. 1228–1240.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22100148>
 28. Степанова В.А., Покровский О.С. Макроэлементный состав торфа выпуклых верховых болот средней тайги Западной Сибири (на примере болотного комплекса “Мухрино”) // Вестник Томского гос. ун-та. 2011. № 352. С. 211–214.
 29. Сыпалов С.А., Кожеевников А.Ю., Иванченко Н.Л., Попова Ю.А., Соболев Н.А. Оценка загрязнения торфа некоторыми тяжелыми металлами в зависимости от глубины залегания // Химия твердого топлива. 2020. № 1. С. 38–42.
<https://doi.org/10.31857/S0023117720010107>
 30. Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 277 с.
 31. Сысо А.И., Васильев С.В., Смоленцев Б.А., Сеньков А.А. Ландшафтно-геохимический анализ изменения природной среды в районах нефтедобычи // Сибирский экологический журн. 2001. Т. 8. № 3. С. 333–342.
 32. Тентюков М.П. Особенности распределения химических элементов в мерзлых почвах // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 3. С. 100–107.
 33. Шафринский Ю.С., Самохвалов С.Г., Беднаржевский С.С., Акинина Е.В., Налобин Д.П. Государственные стандартные образцы состава почв. Новосибирск: МАСС, 1998. 28 с.
 34. Шишконокова Е.А., Аветов Н.А., Ананко Т.В., Герасимова М.И., Савицкая Н.В. Болотные торфяные почвы таежной и подтаежной зон Западной Сибири на цифровой модели почвенной карты России масштаба 1 : 2500000 в формате классификации почв России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 104. С. 223–240.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-104-223-240>
 35. Яковлев Е.Ю., Дружинина А.С., Дружинин С.В., Бедрина Д.Д., Орлов А.С., Спиров Р.К., Мищенко Е.В., Жуковская Е.В. Оценка физико-химических параметров и распределения металлов в верховом болоте Архангельской области // Успехи современного естествознания. 2020. № 5. С. 115–120.
<https://doi.org/10.17513/use.37401>
 36. Ala-aho P., Soulsby C., Pokrovsky, O.S., Kirpotin S.N., Karlsson J., Serikova S., Vorobyev, S.N., Manasypov R.M., Loiko S.V. Tetzlaff D. Using stable isotopes to assess surface water source dynamics and hydrological connectivity in a high-latitude wetland and permafrost influenced landscape // J. Hydrology. 2018. V. 556. P. 279–293.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.024>
 37. Barrett S.E., Watmough S.A. Factors controlling peat chemistry and vegetation composition in Sudbury peatlands after 30 years of pollution emission reductions // Environmental Pollution. 2015. V. 206. P. 122–132.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2015.06.021>

38. Gallego J.L.R., Ortiz J.E., Sierra C., Torres T., Llamas J.F. Multivariate study of trace element distribution in the geological record of Roñanzas Peat Bog (Asturias, N. Spain). Paleoenvironmental evolution and human activities over the last 8000 calyr BP // *Sci. Total Environ.* 2013. V. 454–455. P. 16–29. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.02.083>
39. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Vienna: Union of Soil Sciences, 2022. 234 p.
40. Ivanova I.S., Shirokova L.S., Rols J., Pokrovsky O.S. Partitioning of dissolved organic carbon, major element and trace metal during laboratory freezing of organic leachates from permafrost peatlands // *Appl. Sci.* 2023. V. 13. P. 4856. <https://doi.org/10.3390/app13084856>
41. Ji X., Abakumov E., Tomashunas V., Antcibor I., Knoblauch C., Zubzycki S., Pfeiffer E.M. Influence of anthropogenic activities on metals in arctic permafrost: a characterization of benchmark soils on the Yamal and Gydan peninsulas in Russia // *Arch. Environ. Contam. Toxicol.* 2019. V. 76. P. 540–553. <https://doi.org/10.1007/s00244-019-00607-y>
42. Kuzmina D.M., Lim A.G., Loiko S.V., Shefer N., Shirokova L.S., Julien F., Rols J., Pokrovsky O.S. Dispersed ice of permafrost peatlands represents an important source of labile carboxylic acids, nutrients and metals // *Geoderma.* 2023. 429. 116256. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.116256>
43. Lim A.G., Loiko S.V., Kuzmina D.M., Krickov I.V., Shirokova L.S., Kulizhskiy S.P., Pokrovsky O.S. Organic carbon, and major and trace elements reside in labile low-molecular form in the ground ice of permafrost peatlands: a case study of colloids in peat ice of Western Siberia // *Environ. Sci.: Processes Impacts.* 2022. V. 24. 266. P. 1443–1459. <https://doi.org/10.1039/D1EM00547B>
44. Lim A.G., Loiko S.V., Kuzmina D.M., Krickov I.V., Shirokova L.S., Kulizhskiy S.P., Vorobyev S.N., Pokrovsky O.S. Dispersed ground ice of permafrost peatlands: Potential unaccounted carbon, nutrient and metal sources // *Chemosphere.* 2021. V. 266. P. 128953. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2020.128953>
45. Lim A.G., Loiko S.V., Raudina T.V., Volkova, I.I., Serezhina V.P. Element composition of peat deposits in flat frost mound bogs of the Pyakupur River (northern taiga of West Siberia) // *Ukrainian J. Ecology.* 2018. V. 8. P. 79–87. https://doi.org/10.15421/2018_190
46. Liu H., Gu Y., Qin Y., Yu Z., Huang X., Xie Sh., Zheng M., Zhang Zh., Cheng Sh. The elemental enrichments at Dajiuhu Peatland in the Middle Yangtze Valley in response to changes in East Asian monsoon and human activity since 20,000 cal yr BP // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 757. 143990. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143990>
47. Loiko S., Raudina T., Lim A., Kuzmina D., Kulizhskiy S., Pokrovsky O. Microtopography controls of carbon and related elements distribution in the West Siberian frozen bogs // *Geosciences.* 2019. V. 7. P. 291. <https://doi.org/10.3390/geosciences9070291>
48. Monhonval A., Strauss J., Mauclet E., Hirst C., Bemelmans N., Grosse G., Schirrmeister L., Fuchs M., Otfers S. Iron redistribution upon thermokarst processes in the Yedoma domain // *Frontiers Earth Sci.* 2021. V. 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.703339>
49. Morgalev Y.N., Lushchaeva I.V., Morgaleva T.G., Kolesnichenko, L.G., Loiko S.V., Krickov, I.V., Lim A.G. et al. Bacteria primarily metabolize at the active layer/permafrost border in the peat core from a permafrost region in western Siberia // *Polar Biology.* 2017. V. 40. P. 1645–16597. <https://doi.org/10.1007/s00300-017-2088-1>
50. Pokrovsky O.S., Manasypov R.M., Loiko S.V., Shirokova L.S. Organic and organo-mineral colloids in discontinuous permafrost zone // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2016. V. 188. P. 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.05.035>
51. Polyakov V., Orlova K., Abakumov E. Evaluation of carbon stocks in the soils of Lena River Delta on the basis of application of “dry combustion” and Tyurin’s methods of carbon determination // *Biological Communications.* 2017. V. 62. P. 67–72. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu03.2017.202>
52. Pratte S., Bao K., Shen J., Mackenzie L., Klamt A., Wang G., Xing W. Recent atmospheric metal deposition in peatlands of northeast China: A review // *Sci. Total Environ.* 2018. V. 626. P. 1284–1294. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.183>
53. Raudina T.V., Loiko S.V., Lim A.G., Krickov I.V., Shirokova L.S., Istigechev G.I., Kuzmina D.M., Kulizhskiy S.P., Vorobyev S.N., Pokrovsky O.S. Dissolved organic carbon and major and trace elements in peat porewater of sporadic, discontinuous, and continuous permafrost zones of western Siberia // *Biogeosciences.* 2017. № 14. P. 3561–3584. <https://doi.org/10.5194/bg-14-3561-2017>
54. Rosca C., Schoenberg R., Tomlinson E.L., Kamber B.S. Combined zinc-lead isotope and trace-metal assessment of recent atmospheric pollution sources recorded in Irish peatlands // *Sci. Total Environ.* 2019. V. 658. P. 234–249. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.049>
55. Sokolov D.A., Ivanova I.S., Siromlya T.I., Soldatova E.A., Kolubaeva Yu.V. Elemental composition of the oligotrophic peat soils in Yamalo-Nenets autonomous district (Western Siberia) // *WSPCC-2021. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science.* 2022. 1093. P. 012001. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1093/1/012001>
56. Stepanova V.A., Pokrovsky O.S., Viers J., Mironycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnyakova E.K. Elemental composition of peat profiles in Western Siberia: effect of the micro-landscape, latitude position and permafrost coverage // *Appl. Geochem.* 2015. V. 53. P. 53–70. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.12.004>
57. Vasilevich R., Vasilevich M., Lodygin E., Abakumov E. Geochemical characteristics of the vertical distribution of heavy metals in the hummocky peatlands of the cryolithozone // *Int. J. Environ. Res. Public Health.* 2023. V. 20. P. 3847. <https://doi.org/10.3390/ijerph20053847>
58. Vasilevich R.S. Major and trace element compositions of hummocky frozen peatlands in the forest–tundra of Northeastern European Russia // *Geochem. Int.* 2018. V. 56. P. 1158–1172. <https://doi.org/10.1134/S0016702918100129>

Content and Mobility Metals in Oligotrophic Peat Soils of the Cryolithozone of Western Siberia

D. A. Sokolov^{1, 2, *}, I. S. Ivanova², and T. I. Siromlya¹

¹*Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Tomsk Branch of Trofimuk Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics SB RAS, Tomsk, 634055 Russia*

**e-mail: sokolovdenis@issa-siberia.ru*

The ongoing climatic changes have the greatest impact on natural ecosystems in high-latitude areas, as warming climate, as well as increasing anthropogenic load associated with the development of Arctic zone, contribute to the degradation of frozen peatlands and an increase in the thickness of seasonally thawed layer of soil. The relevance of studying peat oligotrophic soils (Cryic Histosols) of the northern territories of Western Siberia is associated with the fact that their degradation enriches natural waters by organomineral substances, which containing a large number of chemical elements, including heavy metals, contributing to changes in the hydrogeochemical properties of natural waters of the North. The article describes the main properties of peats sampled from different horizons of soil profiles laid down at key areas covering the territory of YNAO from north to south and from west to east. The chemical composition of soils was analyzed at the IPA SB RAS using standard methods. The concentrations of gross and mobile forms of metals (Fe, Ca, K, Na, Mg, Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Zn) were investigated by optical atomic emission spectrometry and flame atomic absorption spectrometry, respectively. It has been determined that a characteristic feature of the distribution of concentrations of chemical elements in peat oligotrophic soils of the northern part of Western Siberia is the presence of two maxima within the soil profile. The first is confined to the upper horizons showing signs of degradation, while the second is confined to the upper part of the permafrost. Statistical analysis using principal component method showed that low ash content, pH and C/N ratio are associated with high mobility of K, Cu, Zn and Mg. The mobility of Fe, Mn, Pb, Cd, and Cr is associated with an increase in ash content, pH, and N_{total} in the upper part of permafrost organogenic rocks.

Keywords: peat, Arctica, major and trace elements, heavy metals, mobility of elements in soils, migration, Cryic Histosols, permafrost, residual eutrophicity

УДК 631.42:581.5

СОДЕРЖАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И СКОРОСТЬ РАЗЛОЖЕНИЯ СТАНДАРТНОГО МАТЕРИАЛА В ПОЧВАХ ВЫСОКОГОРНЫХ ФИТОЦЕНОЗОВ ТЕБЕРДИНСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА

© 2023 г. Т. Г. Елумеева^а, *, М. И. Макаров^а, М. С. Кадулин^а, К. Н. Замалетдинова^а,
Т. И. Малышева^а, Д. М. Гулов^б, А. А. Ахметжанова^а, М. А. Чепурнова^а, В. Г. Онипченко^{а, с}

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

^бБашкирский государственный университет, ул. Валиди, 32, Уфа, 450076 Россия

^сТебердинский национальный парк, Бадукский пер., 1, Теберда, 369210 Россия

*e-mail: elumeeva@mail.ru

Поступила в редакцию 11.04.2023 г.

После доработки 08.06.2023 г.

Принята к публикации 21.06.2023 г.

Высокогорные почвы очень разнообразны по содержанию органического вещества (ПОВ), но факторы, определяющие такое разнообразие, все еще полностью не выявлены. В 16 субальпийских, альпийских и субнивальных фитоценозах Тебердинского национального парка (северо-западный Кавказ) исследовали физико-химические и микробиологические характеристики почв, а также оценили параметры разложения стандартного материала на основе «индекса чайных пакетиков» (tea bag index, TBI): показатель стабилизации (S_{TBI}) и константу скорости разложения (k_{TBI}). Проверили следующие гипотезы: (1) ПОВ — один из предикторов S_{TBI} и k_{TBI} в высокогорьях наряду с другими физико-химическими свойствами почвы; (2) больше ПОВ содержится при высоких значениях S_{TBI} и низких k_{TBI} ; (3) содержание ПОВ скоррелировано с подземной продукцией растений. Ведущими градиентами в изученных почвах являются: содержание влаги (автоморфные—гидроморфные почвы) и сопутствующее накопление ПОВ, а также высотный градиент, вверх по которому снижалось базальное дыхание почвы. Степень насыщения азотом (т.е. качество ПОВ) экстрагируемой фракции оказалась лучшим предиктором скорости разложения. Показатель S_{TBI} снижался при увеличении содержания общего углерода и потерь при прокаливании, а положительная связь k_{TBI} с ПОВ отмечена только на автоморфных почвах. Таким образом, для богатых органическим веществом почв характерны низкий показатель стабилизации и относительно высокая скорость разложения. В фитоценозах с травянистыми доминантами содержание ПОВ было положительно скоррелировано с продукцией тонких корней, что подчеркивает важную роль продуктивности в накоплении органического вещества.

Ключевые слова: разложение органического вещества, стабилизация органического вещества, литозем, петрозем, продуктивность корней, tea bag index

DOI: 10.31857/S0032180X23600701, **EDN:** ALUSMC

ВВЕДЕНИЕ

Накопление почвенного органического вещества (ПОВ) зависит от продуктивности растительного сообщества, которая определяется климатом и доступностью воды и элементов минерального питания, а также от баланса между стабилизацией (трансформацией соединений в более устойчивые) и разложением (минерализацией) [4, 12, 49, 56]. Высокая продуктивность может сочетаться с низким содержанием ПОВ, когда разложение идет быстрее, чем стабилизация (тропические леса), а в низкопродуктивных фитоценозах стабилизация может преобладать над

разложением, вызывая накопление ПОВ (верховые болота) [28]. В альпийских тундрах почвы под относительно продуктивными кустарничковыми сообществами содержат меньше углерода, чем под травянистыми, что может объясняться более быстрым разложением органического вещества вследствие высокой активности микоризных грибов и формирования более благоприятного микроклимата для активности сапротрофов [55]. Кроме того, физические и химические свойства почвы контролируют количество содержащегося в них органического вещества, влияя на его доступность для микробного разложения [32, 53, 54].

Низкая скорость разложения обычно определяется факторами, отрицательно влияющими на ферментативные реакции: низкие температуры, дефицит влаги или анаэробные условия вследствие ее избытка [29, 46]. Если эти факторы удовлетворительны, возможны три основных механизма стабилизации ПОВ [46, 49]: (1) устойчивость поступающего органического вещества к разложению и его постепенное преобразование микроорганизмами в еще более устойчивое ПОВ, (2) физическая изоляция ПОВ от микроорганизмов в почвенных агрегатах, включая микроанаэробные зоны, (3) образование органо-минеральных соединений ПОВ с Al, Fe и Ca.

Индекс “чайных пакетиков” (tea bag index, TBI) позволяет стандартным методом сравнить скорость начальных стадий трансформации органического вещества в разных условиях [28]. При этом учитываются оба процесса: стабилизация и разложение. Показатель стабилизации (stabilization factor, S_{TBI}) оценивает, какая часть лабильной фракции органического вещества переходит в трудноразлагаемые соединения, а константа разложения (decomposition constant, k_{TBI}) — насколько быстро идет минерализация.

Возможны разные комбинации этих показателей. Низкие значения S_{TBI} и высокие k_{TBI} должны приводить к слабой аккумуляции органического вещества в почве. Наоборот, высокие значения S_{TBI} и низкие k_{TBI} должны приводить к высокой аккумуляции. Хотя накопление ПОВ — процесс длительный, его количество в почве динамично и связано с актуальными условиями, которые могут поддерживать стабильность или, напротив, вызывать дестабилизацию органических соединений [4]. Таким образом, начальная скорость разложения стандартного материала может быть, по крайней мере, частично, связана с содержанием ПОВ. Однако, если значения и S_{TBI} , и k_{TBI} оба низкие или оба высокие, накопление ПОВ может сильнее зависеть от продуктивности, когда почвы более продуктивных экосистем содержат больше органического вещества, а также от функциональных признаков доминирующих видов растений, определяющих устойчивость растительных остатков к разложению [22]. Таким образом, начальная скорость разложения не будет скоррелирована с ПОВ. В накоплении ПОВ подземная продукция может играть более важную роль, чем надземная [6]. На разложение корни влияют опосредованно, например, их выделения могут вызывать прайминг-эффект, при котором стимулируется разложение не только вновь поступившего органического вещества, но и ПОВ [6, 20], и в лесах удаление живых корней вызывает увеличение ПОВ в органо-минеральных комплексах [44]. Таким образом, при большом объеме тонких корней в почве ожидается меньшее содержание ПОВ.

С другой стороны, корневые выделения, трансформированные микроорганизмами, могут разлагаться труднее [13], что приводит к накоплению ПОВ. В дополнение, качество поступающего органического вещества (видовая принадлежность, органы растений) и его устойчивость к разложению влияют на формирование сообщества микроорганизмов и их активность, обеспечивая так называемый “home advantage effect” для конкретного местообитания [57]. Использование стандартного материала для оценки трансформации органического вещества позволяет избежать этого эффекта и получить сравнимые данные между сообществами.

Высокогорья — удобный объект для экологических исследований, так как влияние климата на высотном градиенте дополняется выраженным влиянием мезорельефа. В результате разнообразные местообитания могут располагаться на компактной территории в пределах одного высотного пояса. Кроме того, высокогорные сообщества очень разнообразны по продуктивности и содержанию ПОВ [3, 9, 14, 16, 30, 37], которое трудно прогнозируется свойствами почвы и факторами почвообразования в горах [25]. В настоящей работе исследовали связи между содержанием ПОВ, S_{TBI} и k_{TBI} в почвах разных фитоценозов в субальпийском, альпийском и субнивальном поясах Северо-Западного Кавказа. Проверили следующие гипотезы: (1) ПОВ — один из предикторов S_{TBI} и k_{TBI} в высокогорьях наряду с другими физико-химическими свойствами почвы; (2) больше ПОВ содержится при высоких значениях S_{TBI} и низких k_{TBI} ; (3) содержание ПОВ скоррелировано с подземной продукцией растений, которая влияет на его связи с параметрами разложения, оцененными с использованием TBI.

ОБЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. Изученные участки располагались в субальпийском, альпийском и субнивальном поясах на горе Малая Хатипара в Тебердинском национальном парке (северо-западный Кавказ, Россия). Для района характерен типичный горный климат умеренной зоны. Среднегодовая температура в альпийском поясе составляет около -1.2°C , а среднегодовое количество осадков — 1400 мм/год [40]. В почвенном покрове преобладают почвы с органогенным или слабо развитым гумусовым горизонтом, принадлежащие к отделу литоземов и петроземов по классификации почв России (2004) [2]. В аккумулятивных элементах рельефа встречаются почвы с торфяным горизонтом (торфяно-литоземы). Почвы сформированы на силикатных горных породах (серые граниты, слюдяные сланцы), в них отсутствуют карбонаты [1]. Почвы субнивальных и альпийских осыпей отличаются высокой каме-

нистостью, достигающей 95 мас. %. В целом, если исключить крупные валуны, то уровень каменистости остальных автоморфных почв под альпийскими и субальпийскими растительными сообществами значительно ниже и находится в диапазоне 2–20%. Гранулометрический состав мелкозема почв субнивальных и альпийских осыпей песчаный и супесчаный, остальных автоморфных почв — легкосуглинистый. Верхняя граница леса находится на высоте около 2500 м над ур. м.

Изучали свойства почв 16 фитоценозов, типичных для трех поясов в диапазоне высот от 2180 до 3070 м над ур. м. В субальпийском поясе исследовали литоземы темногомусовые и перегнойно-темногомусовые [2] следующих фитоценозов: березняк рододендроновый (БР), сосняк вейниковый (СВ), субальпийское высокотравное сообщество (СубВ), субальпийский вейниковый луг (СВЛ), а также торфяно-литозем субальпийского болота (СубБ). В альпийском поясе литоземы были приурочены к таким фитоценозам как можжевельниковое сообщество (МС), пестрооовсяницевый луг (ПЛ), гераниево-копеечниковый луг (ГКЛ), альпийская лишайниковая пустошь (АЛП) и альпийский ковер (АК), а также литозем грубогумусовый в рододендроннике (РОД). Также в этом поясе исследовали торфяно-литозем альпийского болота (АБ) и петроземы гумусовые альпийской сухой осыпи (АСО) и альпийской влажной осыпи (АВО). В субнивальном поясе исследовали петроземы гумусовые субнивальной сухой осыпи (ССО) и субнивальной влажной осыпи (СВО).

Помимо разного высотного положения, почвы этих фитоценозов занимают разное положение в рельефе (от наветренных склонов до плоских оснований склонов) и дифференцируются по глубине и длительности снежного покрова. Подробное описание изученных сообществ приведено в монографии [39].

Эксперимент с разложением. В качестве стандартного материала для эксперимента с разложением использовали чай Lipton в пирамидках: зеленый (*Camellia sinensis*; EAN: 87 22700 05552 5) и ройбос (*Aspalathus linearis*; EAN: 87 22700 18843 8), в соответствии с модифицированным протоколом ТВІ [28] период инкубации был увеличен в связи с очень низкими значениями $k_{\text{ТВІ}}$ [17, 28, 58]. Наблюдения проводили в два сезона: с 18–19 сентября 2011 г. по 20–21 сентября 2012 г. (12 сообществ) и с 16–18 сентября 2015 г. по 13–14 сентября 2016 г. (8 сообществ). В четырех фитоценозах (АЛП, ГКЛ, АБ и СубБ) образцы были заложены в оба сезона.

В почву каждого фитоценоза на глубину 8 см закладывали пакетики зеленого чая и ройбоса в пятикратной повторности. Расстояние между пакетиками в паре и между повторностями составило 25 см. По окончании эксперимента рассчиты-

вали потерю массы как разницу между исходной и итоговой массой зеленого чая или ройбоса в каждом пакете. Перед взвешиванием содержимого из пакетиков удаляли вросшие корни и высушивали образцы при 80°C в течение 24 ч. После взвешивания образцы прокаливали при 500°C, и массу золы вычитали из сухой массы, чтобы исключить загрязнение образцов почвой (доля золы, исходно содержащейся в чае, очень мала и составляет 0.2–0.4% [28]).

Факторы среды, влияющие на разложение. Для характеристики условий разложения использовали абсолютную высоту, которая отражает изменение температурного режима на исследованных участках. Почвы считались промерзающими, если снежный покров держится только часть зимы, а его глубина составляет менее 0.5 м [39]. Характеристики снежного покрова не связаны с высотой на изученном градиенте, так как накопление снега в горах в большей степени зависит от рельефа и направления ветра [40].

Методы измерения свойств почв. Для сравнительной характеристики обеспеченности почв влагой определяли массовую влажность. Пробы отбирали в течение одних суток в августе спустя три дня после дождя. К этому времени снежный покров полностью сошел на всех участках, и в почву не поступало талой воды. Хотя влажность почвы сильно зависит от сезонной и разнгодоичной изменчивости количества осадков и интенсивности эвапотранспирации, однократное измерение может характеризовать градиент влажности в почвах изученных сообществ.

Для оценки глубины залегания скального основания использовали стальной шуп длиной 35 см.

Отбор образцов почвы проводили в пятикратной повторности из слоя 0–10 см верхнего горизонта (W, AU, AO, AH, T) вблизи точек заложения стандартного материала. В автоморфных почвах верхний органогенный горизонт предварительно удаляли. Образцы почвы замораживали в течение 5 ч с момента отбора и хранили в таком состоянии до начала лабораторных исследований.

Определение минералогического состава автоморфных почв проводили иммерсионным методом из одной смешанной пробы. Для каждой пробы рассматривали по 500 зерен фракции 0.25–1 мм. Выделяли три группы минералов: кварц, полевые шпаты, а также основные минералы (слюды, роговая обманка, пироксены и др.).

Для характеристики микробиологической активности почвы, а также содержания лабильных форм углерода и азота использовали образцы почв естественной влажности (без высушивания) сразу после разморозки.

При подготовке влажные образцы минеральных горизонтов почв пропускали через сито с диаметром отверстий 5 мм и вручную выбирали

корни и камни. Петроземы сразу просеивали через сито с диаметром отверстий 2 мм. Влажные образцы торфа измельчали ножницами.

Из влажных образцов получали солевые вытяжки ($0.05 \text{ M K}_2\text{SO}_4$) при соотношении почва : раствор 1 : 5 и фильтрации через бумажный фильтр “синяя лента”.

Содержание экстрагируемого органического углерода ($C_{\text{орг-экстр}}$) и общего экстрагируемого азота ($N_{\text{экстр}}$) в вытяжках измеряли при помощи жидкостного анализатора Shimadzu TOC(N)-V_{CPN}.

Неорганические формы азота определяли колориметрически: аммонийный азот (N-NH_4) — салицилат-нитропруссидным методом [27]; нитратный азот (N-NO_3) — при восстановлении до NO_2 на кадмиевой колонке и его последующим окрашиванием сульфаниламидом и N-(1-нафтил)-этилендиамин-дигидрохлоридом [15].

Органический экстрагируемый азот ($N_{\text{орг-экстр}}$) рассчитывали как разницу между его общим содержанием в вытяжке ($N_{\text{экстр}}$) и суммой минеральных форм ($\text{N-NH}_4 + \text{N-NO}_3$).

Интенсивность N-минерализации (накопление минеральных форм азота при разложении органического вещества почвы) оценивали посредством инкубации почвы при условно полевой влажности в течение 21 сут при 22°C. Постоянную температуру поддерживали в термостате Sanyo MIR-154. Контроль влажности почвы осуществляли весовым методом.

Базальное дыхание почвы с условно полевой влажностью измеряли на газовом хроматографе Кристалл 2000 при накоплении CO_2 в течение 1 сут при 22°C.

Остальные показатели определяли при стандартной процедуре подготовки проб сухой почвы. $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ измеряли в водной вытяжке 1 : 5. Неорганический фосфор ($\text{P}_{\text{подв}}$) из почвы экстрагировали по Кирсанову с последующим окрашиванием по Мэрфи и Райли. Колориметрирование аммонийного и нитратного азота, а также фосфора осуществляли на спектрофотометре Genesys 10uv.

Для оценки **содержания ОВ в почвах** наряду с классическим методом потери при прокаливании (ППП) применяли метод сухого сжигания с помощью элементного CN анализатора Elementar Vario EL III. Использовали образцы почв, размолотые до пудры на шаровой мельнице Retsch MM200. Для определения PPP образцы почвы массой от 3 до 10 г брали в каждом сообществе в трехкратной повторности. Образцы высушивали в сушильном шкафу при 105°C в течение 12 ч, а затем прокаливали в муфельной печи при 500°C в течение 8 ч. Эти два метода позволяют получать сопоставимые результаты определения содержания органического вещества в бескарбонатных

сходных по генезису горизонтах (гумусовые и органогенные, как в настоящем случае) [23].

Продукцию тонких корней использовали в качестве показателя подземной продуктивности растений. Ее определяли с использованием чайных ситечек из нержавеющей стали с размером ячейки около 1.5 мм и диаметром 4.5 см (объем 47.7 см³), заполненных просеянной почвой и закопанных на глубину около 7 см в пятикратной повторности в каждом сообществе [41]. Время экспозиции составляло около 60 дней и охватывало вторую часть вегетационного периода в лесном поясе, с 17–20 июля по 19–20 сентября 2019 г. После выкапывания выросшие корни отделяли от почвы, промывали, высушивали в сушильном шкафу при 80°C в течение 10 ч и взвешивали. Эти измерения дают сравнительную оценку продукции корней между сообществами за один и тот же промежуток времени.

Анализ данных. Скорость разложения $k_{\text{ТВ}}$ и показатель стабилизации $S_{\text{ТВ}}$ оценивали, исходя из потерь массы зеленым чаем и ройбосом по методике [28]. $S_{\text{ТВ}}$ был рассчитывали по формуле $S = 1 - a_g/H_g$, где a_g — отношение между потерей массы и исходной массой образца зеленого чая, а H_g — стандартная величина его лабильной фракции, равная 0.842 г/г. Для вычисления $k_{\text{ТВ}}$ применяли экспоненциальные модели по формуле $a_r(t) = a_r e^{-kt}$, где $a_r(t)$ — масса лабильной фракции ройбоса, не разложившейся за период наблюдений, а a_r — общая величина лабильной фракции с учетом показателя стабилизации. Для каждого образца ройбоса $a_r(t)$ рассчитывали как $a_r(t) = W_r(t) - (1 - a_r)$, где $W_r(t)$ — масса образца ройбоса после окончания опыта. Общую величину лабильной фракции ройбоса (a_r) оценивали по формуле $a_r = H_r (1 - S)$, где H_r — стандартная величина лабильной фракции ройбоса, равная 0.552 г/г [28]. При вычислении $k_{\text{ТВ}}$ допускали, что только лабильная фракция разлагается в течение года инкубации.

Чтобы сравнить значения $S_{\text{ТВ}}$ и $k_{\text{ТВ}}$, полученные в разные годы в четырех сообществах (АЛП, ГЛЛ, АБ и СубБ), использовали непараметрический тест Манна–Уитни.

Для всех признаков почв, а также для высоты над уровнем моря, рассчитывали коэффициенты корреляции Спирмена. Провели ординацию сообществ по свойствам почв методом главных компонент в пакете *vegan* [38]. Использовали следующие показатели: массовая влажность, pH , $C_{\text{общ}}$, $N_{\text{общ}}$, N-NH_4 , N-NO_3 , $\text{P}_{\text{подв}}$, базовое дыхание почвы и скорость минерализации азота. Данные для ординации были стандартизованы. Коэффициенты корреляции $S_{\text{ТВ}}$ и $k_{\text{ТВ}}$ с двумя первыми осями наибольшего варьирования рассчитывали с помощью перестановочных тестов, функция

“envfit” в пакете *vegan*. Так как в ходе ординации гидроморфные почвы болот резко выделялись среди остальных, то дополнительно провели ординацию для 14 сообществ, исключив болота. Для них дополнительно в анализ включили процентное содержание минералов (полевые шпаты, кварц и основные минералы).

Для выявления связи $S_{\text{ТВ}}$ и $k_{\text{ТВ}}$ с факторами среды использовали регрессионные модели со смешанным эффектом с помощью функции “lme” в пакете *nlme* [43] в статистической среде R 4.1.0 [50]. В качестве фиксированных эффектов в модели были включены высота и все измеренные физико-химические и микробиологические свойства, а сообщество рассматривали как случайный эффект для того, чтобы учесть варьирование между образцами в пределах одной повторности. Лучшую модель отбирали в ходе автоматической пошаговой регрессии (функция “stepAIC”). Итоговые модели проверяли на нормальное распределение ошибок по квантиль-квантильным диаграммам, а также на фактор инфляции дисперсии, функция “vif” в пакете *car* в R [21]. Значимость фиксированных эффектов оценивали с помощью анализа отклонений II типа с помощью функции “Anova” в пакете *car*. Коэффициенты детерминации дисперсии, объясненной фиксированными эффектами, (marginal R^2) рассчитывали в пакете *MuMIn* [5, 36].

Чтобы выяснить, может ли содержание ПОВ быть предсказано показателем стабилизации и скоростью разложения и влияет ли продуктивность корней на эти взаимоотношения, мы провели такой же анализ с ППП и $C_{\text{общ}}$ в качестве зависимых переменных и $S_{\text{ТВ}}$, $k_{\text{ТВ}}$ и продуктивностью корней как предикторами. В этом случае для $S_{\text{ТВ}}$ и $k_{\text{ТВ}}$ были взяты средние значения за все годы. Дополнительно построили модель только для сообществ с травянистыми доминантами, так как корневая продуктивность древесных сообществ обычно меньше по сравнению с травяными фитоценозами, поскольку древесные растения увеличивают поверхность поглощения за счет гиф микоризных симбионтов, что не отражает корневую продуктивность [10, 34].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Разнообразие горных почв Тебердинского национального парка. Почвы под высокогорными фитоценозами Тебердинского национального парка разнообразны по физико-химическим свойствам и микробиологической активности (табл. 1–2). Глубина залегания скального основания в автоморфных почвах варьировала от 8.3–8.4 см на осыпях до 15–20 см на пологих склонах (МС, ПЛ), а в гидроморфных почвах за счет накопления органического материала порода была глубже 35 см.

В исследованных автоморфных почвах основная доля минералов приходилась на кварц (24–50%) и группу полевых шпатов (29–56%). Число зерен основных минералов также было весьма значительным (16–29%). Однако темноцветных минералов практически не обнаружено, встречались лишь их единичные зерна. Таким образом, почвообразующие породы всех исследованных автоморфных почв в целом можно отнести к группе гранитов и гранодиоритов.

Массовая влажность изменялась от 4% на сухих осыпях до более 600% в гидроморфных почвах. Она не была связана с высотным градиентом, но отражала дифференциацию почв в элементах рельефа, и большинство измеренных признаков, кроме pH_{H_2O} и БД, были с ней скоррелированы (табл. 3). В автоморфных почвах массовая влажность была положительно скоррелирована с содержанием кварцев ($R = 0.688$, $p = 0.008$) и отрицательно — с содержанием полевых шпатов ($R = -0.758$, $p = 0.002$). Диапазон кислотности охватывал как слабокислые и нейтральные значения pH_{H_2O} (5.12–6.84) начальной стадии выветривания скальной породы на субнивальных и альпийских осыпях, так и низкие значения pH_{H_2O} (4.13–4.42) в присутствии *Rhododendron caucasicum* Pall.

Наибольшие значения ППП были характерны для почв болот (СубБ — 90.1%; АБ — 75.4%) и двух сообществ с высоким участием рододендрона (РОД — 77.6%; БР — 68.4%), а наименьшие — в почвах субнивальных осыпей (4.3%). Соответственно, на петроземах субнивальных и альпийских осыпей было наименьшее содержание $C_{\text{общ}}$ (0.3–2.3%) и $N_{\text{общ}}$ (0.1–0.2%), а наибольшее содержание $C_{\text{общ}}$ было закономерно приурочено к торфяным горизонтам Т болотных почв (39.5–40.5%) так же, как относительно высокое содержание азота по сравнению с другими сообществами (1.7–2.1%). Содержание подвижного фосфора варьировало от 2.6 мг/кг в почвах альпийских пустошей до 213 мг/кг на субальпийских болотах. При этом в почвах субнивальных и альпийских осыпей концентрация $P_{\text{подв}}$ составила 42.5–128.4 мг/кг, что можно объяснить его накоплением при выветривании скальной породы на фоне неблагоприятных условий для геохимической миграции (слабокислый и нейтральный pH_{H_2O}), а также крайне малым количеством корней растений, которые бы могли изымать этот элемент из почвы.

Содержание экстрагируемых форм органического углерода и азота в почвах с развитием растительного покрова возрастает при переходе от субнивальных и альпийских осыпей (25–88 и 2–6 мг/кг) к АЛП (119 и 10 мг/кг соответственно). Далее в целом для лесных и луговых сообществ альпийского и субальпийского пояса содержание $C_{\text{орг-экстр}}$ (265–394 мг/кг) и $N_{\text{орг-экстр}}$ (21–55 мг/кг) варьиру-

Таблица 1. Общая характеристика физико-химических свойств почвы. Жирным шрифтом выделены сообщества с древесными доминантами. Приведены средние (над чертой) и ошибки среднего (под чертой). $n = 5$ для всех параметров, кроме потерь при прокаливании (ППП). БР, березняк рододендроновый; СВ, сосняк войничковый; СубБ, субальпийское высокогорное болото; СубВ, субальпийское болото; СВЛ, субальпийский войничковый луг; МС, можжевельный стланик; ПЛ, пестрооветренный луг; РОД, рододендронник; ГКЛ, гераниево-копеечниковый луг; АЛП, альпийская лишайниковая пустошь; АК, альпийский ковер; АВО, альпийская влажная осыпь; АБ, альпийское болото; АСО, альпийская сухая осыпь; ССО, субнивальная сухая осыпь; СВО, субнивальная влажная осыпь

Сообщество	Высота, м над ур. м.	Почва	Горизонт	Промерзание почвы (+/–)	Глубина залегания камня, см	Массовая влажность, %	pH _{H2O}	P, мг/кг	C _{общ} , %	N _{общ} , %	C : N _{общ}	ППП, % ($n = 3$)
БР	2184	Литозем перегнойно-темногумусовый	АН	–	16.4	44.6	4.13	169.2	16.1	0.8	19.8	68.4
СВ	2422	Литозем темногумусовый	AU	+	1.0	6.6	0.11	34.8	2.45	0.11	0.84	5.9
СубБ	2541	Торфяно-литозем	T1	–	13.9	21.8	5.14	111.1	11.2	0.6	19.2	11.3
СубВ	2542	Литозем темногумусовый	AU	–	0.9	9.6	0.08	7.0	2.82	0.09	0.44	1.1
СВЛ	2550	Литозем темногумусовый	AU	–	>35	606.7	5.93	213.5	40.5	1.7	23.9	90.1
МС	2701	Литозем перегнойно-темногумусовый	АН	+	13.8	19.7	0.17	25.5	0.77	0.11	1.93	0.7
ПЛ	2706	Литозем темногумусовый	AU	–	1.3	32.7	4.90	30.4	9.9	0.9	10.5	27.5
РОД	2750	Литозем грубогумусовый	АО	–	2.4	2.4	0.12	1.6	0.48	0.05	0.21	2.8
ГКЛ	2751	Литозем темногумусовый	AU	–	16.0	49.1	4.93	19.3	13.7	1.0	13.2	26.8
АЛП	2780	Литозем темногумусовый	AU	+	0.8	11.3	0.07	3.2	2.01	0.12	0.43	2.2
АК	2789	Литозем перегнойно-темногумусовый	АН	–	18.6	106.5	5.09	13.3	18.0	1.2	15.0	30.2
АВО	2795	Петрозем	М	–	1.3	9.5	0.08	1.6	1.47	0.11	0.25	3.9
АБ	2800	Торфяно-литозем	T1	–	19.6	60.9	5.15	12.2	13.2	1.0	13.5	28.7
АСО	2899	Петрозем	М	+	0.8	9.9	0.03	1.2	1.2	0.81	0.07	2.1
ССО	3063	Петрозем	М	+	14.5	146.7	4.42	22.7	31.3	1.3	24.2	77.6
СВО	3069	Петрозем	М	–	1.3	20.5	0.14	6.0	3.75	0.10	1.03	12.8
					15.0	40.1	4.75	13.5	8.7	0.7	12.4	20.7
					0.9	3.6	0.04	0.5	0.97	0.05	0.55	3.1
					16.7	86.5	5.64	2.6	10.8	0.8	12.8	23.3
					1.2	9.4	0.03	0.3	1.45	0.10	0.30	0.7
					17.2	95.8	4.89	9.5	15.0	1.2	12.9	21.1
					1.5	4.5	0.02	1.4	1.95	0.15	0.29	0.9
					8.3	20.8	5.12	42.5	2.3	0.2	9.4	7.3
					1.0	4.5	0.01	2.3	0.22	0.02	0.44	0.6
					>35	627.4	5.47	143.5	39.0	2.1	18.7	75.4
					8.4	54.3	0.07	16.6	0.84	0.10	1.22	6.5
					0.6	4.2	6.15	51.5	0.4	0.1	5.8	5.2
					11.7	0.6	0.10	1.7	0.06	0.01	0.46	0.9
					1.1	4.0	6.84	128.4	0.3	0.1	5.7	4.3
					19.9	0.4	0.05	4.7	0.01	0.00	0.48	0.3
					1.4	9.3	5.16	50.2	0.5	0.1	5.9	4.3
					1.3	1.3	0.02	1.7	0.03	0.00	0.14	0.3

Таблица 2. Содержание экстрагируемых форм углерода и азота в почве и микробиологические параметры. Жирным шрифтом выделены сообщества с древесными растениями. Приведены средние ± ошибки среднего, n = 5 для всех параметров. Названия сообществ приведены в табл. 1

Сообщество	C _{орг-экстр} , мг/кг	N _{орг-экстр} , мг/кг	C : N _{орг-экстр} , мг/кг	N-NH ₄ , мг/кг	N-NO ₃ , мг/кг	C : N _{орг-экстр} / C : N _{общ}	C _{микр} , мг/кг	БД, мг C-CO ₂ /(кг ч)	N-минерализация, мг N/(кг сут)
БР	394 38	55 6	7.3 0.4	29.1 2.1	0.1 0.0	0.4	412.9 53.5	7.77 0.59	5.98 0.40
СВ	265 43	21 4	13.4 0.8	29.2 6.5	0.3 0.2	0.7	351.1 36.8	4.21 1.04	0.67 0.08
СубБ	2198 232	43 5	39.5 3.8	158.2 24.0	4.5 0.4	1.7	4203.5 35.0	5.89 0.37	-5.51 0.83
СубВ	310 56	36 8	9.7 1.2	49.7 8.2	0.7 0.2	0.9	549.6 45.7	6.67 0.79	5.33 0.82
СВЛ	745 91	74 8	10.0 0.6	33.7 7.7	0.1 0.0	0.8	963.6 201.2	6.21 1.12	4.70 0.66
МС	279 12	37 2	7.6 0.2	33.8 1.1	0.2 0.0	0.5	1128.2 127.7	3.82 0.37	1.82 0.18
ПЛ	345 45	46 7	7.5 0.3	24.0 3.0	0.1 0.0	0.6	955.8 173.9	3.12 0.36	3.53 0.31
РОД	789 160	65 11	11.7 0.6	18.6 2.8	0.1 0.0	0.5	579.2 146.2	6.32 1.06	-0.48 0.18
ГКЛ	348 23	49 2	7.0 0.2	28.2 0.9	1.4 0.9	0.6	619.9 24.5	3.15 0.10	5.00 0.44
АЛП	119 10	10 1	11.8 0.6	22.3 2.5	1.3 0.3	0.9	604.8 66.5	1.82 0.12	-0.46 0.10
АК	396 37	42 4	9.5 0.4	24.7 2.5	0.6 0.0	0.7	771.1 81.6	3.40 0.45	3.89 0.23
АВО	88 8	6 1	14.8 1.8	4.9 0.7	0.7 0.0	1.6	32.3 5.8	0.28 0.05	0.64 0.19
АБ	4174 645	232 51	20.4 2.7	169.3 31.6	11.5 0.8	1.1	2731.0 367.2	1.16 0.18	-4.05 0.64
АСО	36 2	3 0	13.1 2.2	2.2 0.2	1.3 0.1	2.2	30.9 5.1	0.02 0.00	0.09 0.01
ССО	25 1	2 0	12.8 1.4	0.9 0.1	2.2 0.1	2.2	11.7 1.4	0.03 0.01	0.09 0.01
СВО	31 1	2 0	16.0 1.5	1.4 0.2	0.8 0.1	2.7	8.1 1.2	0.26 0.18	0.08 0.01

Таблица 3. Коэффициенты корреляции Спирмена между свойствами почв альпийских сообществ ($n = 16$). Жирным курсивом выделены значения коэффициентов на уровне значимости $p < 0.05$, жирным шрифтом — $p < 0.01$

Параметр	Массовая влажность	pH	P	C _{общ}	N _{общ}	C : N _{общ}	ППП	C _{орг-экстр}	N _{орг-экстр}	C : N _{орг-экстр}	N-NH ₄	N-NO ₃	C _{микро}	БД	N-минер
Высота	-0.090	0.564	-0.322	-0.344	-0.355	-0.630	-0.459	-0.089	-0.149	0.026	-0.244	0.111	-0.230	-0.833	-0.345
Влажность		0.178	0.581	0.878	0.819	0.590	0.766	0.933	0.703	0.773	0.962	0.859	0.936	0.100	-0.712
pH			0.283	-0.173	-0.237	-0.422	-0.275	0.080	-0.186	0.431	0.116	0.259	0.151	-0.630	-0.569
P				0.431	0.238	0.404	0.523	0.515	0.260	0.675	0.597	0.486	0.539	0.143	-0.485
C _{общ}					0.937	0.865	0.926	0.820	0.704	0.548	0.840	0.619	0.854	0.466	-0.490
N _{общ}						0.750	0.813	0.806	0.774	0.373	0.832	0.621	0.823	0.467	-0.303
C : N _{общ}							0.862	0.523	0.464	0.352	0.573	0.276	0.611	0.676	-0.268
ППП								0.706	0.611	0.483	0.732	0.497	0.741	0.582	-0.362
C _{орг-экстр}									0.896	0.578	0.928	0.939	0.802	0.066	-0.581
N _{орг-экстр}										0.163	0.730	0.819	0.546	0.140	-0.240
C : N _{орг-экстр}											0.715	0.547	0.780	-0.033	-0.871
N-NH ₄												0.851	0.934	0.213	-0.568
N-NO ₃													0.675	-0.220	-0.631
C _{микро}														0.268	-0.581
БД															0.372

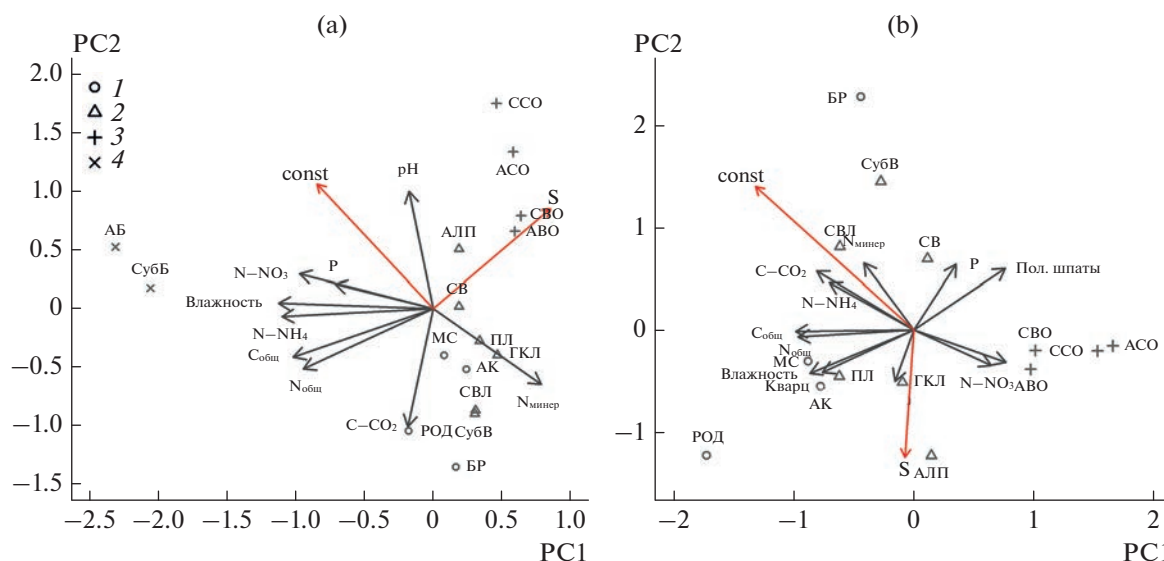


Рис. 1. Ординационные диаграммы свойств почв высокогорных сообществ методом главных компонент (PCA): а – все сообщества, б – без альпийского и субальпийского болота. PC1, PC2 – две первые оси наибольшего варьирования. Сокращения названий сообществ см. в табл. 1. Почвы: 1 – литоземы темногумусовые; 2 – литоземы перегнойно-темногумусовые и литозем грубогумусовый; 3 – петроземы гумусовые; 4 – торфяно-литоземы. const – константа скорости разложения. S – показатель стабилизации.

ет в довольно узком диапазоне, достигая максимума в почве РОД и СВЛ 745–789 и 65–74 мг/кг соответственно. Наибольшее содержание $C_{\text{орг-экстр}}$ (2198–4174 мг/кг) было закономерно приурочено к торфяному горизонту болотных почв. При накоплении ОВ в почвах в ряду: осыпи – лесные и луговые сообщества – болота также возрастает содержание $C_{\text{микро}}$ (от 8–32 до 351–1128 и 2731–4203 мг/кг соответственно), N-NO₃ (от 0.7–1.3 до 0.1–1.4 и 4.5–11.5 мг/кг) и N-NH₄ (от 0.9–4.9 до 18.6–33.8 и 158.2–169.3 мг/кг).

Выделенные две первые главные компоненты объясняли 82.3% варьирования свойств почвы (рис. 1а). Первая ось объясняла 56.4% дисперсии и была связана с градиентом влажности почвы, содержанием углерода и азота. На вторую ось приходилось 25.9% дисперсии, вдоль этой оси снижается БД и увеличивается pH, таким образом, она отражает высотный градиент. $S_{\text{ТВИ}}$ и $k_{\text{ТВИ}}$ были значимо скоррелированы с обеими осями, и связь с $S_{\text{ТВИ}}$ определялась положением болот. При исключении болот из анализа и дополнении данными о минералогическом составе, уже первая ось (50.2% варьирования) показывала высотный градиент, по которому в автоморфных почвах увеличивались pH и N-NO₃ и уменьшались БД, $C_{\text{общ}}$, $N_{\text{общ}}$, N-NH₄ (рис. 1б). С этой осью была скоррелирована $k_{\text{ТВИ}}$, а $S_{\text{ТВИ}}$ значимо не коррелировал ни с одной из осей, хотя и имел тенденцию снижаться вдоль второй оси. По второй оси (20.4% варьирования) возрастало содержание $P_{\text{подв}}$ и уменьшалась доля основных минералов.

Связи показателя стабилизации и скорости разложения со свойствами почв. В четырех фитоценозах, где $S_{\text{ТВИ}}$ и $k_{\text{ТВИ}}$ были измерены дважды в разные годы, значения $S_{\text{ТВИ}}$ не различались по годам, однако $k_{\text{ТВИ}}$ в 2015–2016 гг. была значимо ниже в почвах АЛП, АБ и ССВБ (табл. 4).

Содержание ПОВ оказалось значимым предиктором для показателя стабилизации ($C_{\text{микро}}$ – 52.1% дисперсии, $p < 0.001$; $C_{\text{орг-экстр}}$ – 33.3%, $p = 0.012$; ППП – 26.3%, $p = 0.016$; $C_{\text{общ}}$ – 24.9%, $p = 0.026$), но без учета болотных сообществ эта связь не выявлялась. Скорость разложения была значимо связана только с $C_{\text{общ}}$ (14.1% дисперсии, $p = 0.033$).

Лучшая модель для $S_{\text{ТВИ}}$ включала C : $N_{\text{орг-экстр}}$ и абсолютную высоту, вместе они объясняли 72.8% дисперсии. Стабилизация возрастала с высотой и уменьшалась при более высоком отношении C : $N_{\text{орг-экстр}}$ (табл. 5). Однако при исключении болот (ССВБ и АБ) из анализа, ни один предиктор не был значим для $S_{\text{ТВИ}}$. Таким образом, на расширенной группе сообществ, включая осыпи, подтверждены ранее отмеченные связи $S_{\text{ТВИ}}$ с высотой [17]. Снижение $S_{\text{ТВИ}}$ с повышением температуры было значимым только в почвах травяных сообществ и болот, но не под древесной растительностью в Италии [42]. Также известно, что показатель стабилизации и скорость разложения сильнее зависят от температуры во влажных местообитаниях, чем в сухих [52], что объясняет незначимость фактора высоты в моделях, где бы-

Таблица 4. Показатель стабилизации ($S_{\text{ТВИ}}$) и скорость разложения ($k_{\text{ТВИ}}$, мг/(г сут)) в высокогорных растительных сообществах, расположенных по высотному градиенту. Названия сообществ см. табл. 1. n — повторность. Если $n < 5$, чайные пакетики были повреждены во время инкубации. Уровень значимости p по результатам непараметрического теста Манна—Уитни приведен для скорости разложения в сообществах, где измерения были проведены в течение двух сезонов; значимые различия выделены жирным шрифтом. Все различия между значениями S не значимы. Значения S и k для 2011–2012 гг. приведены по [17]

Сообщество	Годы	S		k , мг/(г сут)		
		n	среднее $\pm$ ошибка	n	среднее $\pm$ ошибка	p
БР	2011–2012	5	0.264 ± 0.016	3	4.33 ± 0.34	—
СВ	2011–2012	5	0.267 ± 0.012	2	4.25	—
СубБ	2011–2012	5	-0.047 ± 0.008	5	3.38 ± 0.28	0.012
	2015–2016	4	-0.126 ± 0.007	5	2.44 ± 0.13	
СубВ	2011–2012	5	0.257 ± 0.021	5	4.74 ± 0.26	—
СВЛ	2011–2012	5	0.267 ± 0.011	4	4.43 ± 0.31	—
МС	2011–2012	5	0.360 ± 0.016	5	4.68 ± 0.41	—
ПЛ	2011–2012	5	0.324 ± 0.012	5	3.74 ± 0.39	—
РОД	2011–2012	4	0.311 ± 0.014	5	3.54 ± 0.21	—
ГКЛ	2011–2012	5	0.252 ± 0.015	5	3.78 ± 0.37	0.529
	2015–2016	5	0.278 ± 0.015	5	3.54 ± 0.34	
АЛП	2011–2012	5	0.363 ± 0.014	5	4.52 ± 0.34	0.046
	2015–2016	5	0.366 ± 0.021	5	3.30 ± 0.35	
АК	2011–2012	5	0.359 ± 0.014	5	3.72 ± 0.22	—
АВО	2015–2016	5	0.355 ± 0.014	5	2.14 ± 0.09	—
АБ	2011–2012	5	0.317 ± 0.020	5	4.66 ± 0.17	0.012
	2015–2016	5	0.279 ± 0.014	5	3.24 ± 0.17	
АСО	2015–2016	5	0.237 ± 0.013	4	3.48 ± 0.38	—
ССО	2015–2016	5	0.294 ± 0.013	5	2.94 ± 0.13	—
СВО	2015–2016	5	0.412 ± 0.028	5	2.40 ± 0.13	—

ли исключены болотные сообщества. Кроме того, отмечена отрицательная корреляция $S_{\text{ТВИ}}$ с общим количеством азота на горных лугах Швейцарии и Австрии [8]. В настоящем случае связь $S_{\text{ТВИ}}$ с $N_{\text{общ}}$ была не значимой, но отмечены отрицательные связи с $N\text{--}NH_4$ ($p = 0.003$) и $N_{\text{орг-экстр}}$ ($p = 0.024$).

Лучшим предиктором для $k_{\text{ТВИ}}$ оказалось отношение $C : N_{\text{орг-экстр}}/C : N_{\text{общ}}$ (25.0% дисперсии, табл. 5, рис. 2а). При исключении из анализа болот лучшая модель объясняла 49.6% дисперсии и включала содержание аммонийного азота и промерзание почвы. В автоморфных почвах $k_{\text{ТВИ}}$ повышалась при увеличении $N\text{--}NH_4$ и на промерзающих почвах. Тем не менее отрицательная связь между $k_{\text{ТВИ}}$ и $C : N_{\text{орг-экстр}}/C : N_{\text{общ}}$ сохранялась и в автоморфных почвах ($R^2 = 0.258$, $p < 0.001$).

Экстрагируемая фракция ПОВ субнивальных и альпийских осыпей характеризуется довольно высокой степенью насыщения азотом $C : N_{\text{орг-экстр}} = 12.8\text{--}14.8$. При улучшении гидротермических условий для развития растений и микроорганизмов соотношение $C : N_{\text{орг-экстр}}$ снижается до 7.0–

13.4 в горизонтах АУ и АН литоземов. При замедлении микробиологического разложения насыщение ПОВ азотом горизонтов Т торфяных почв заметно снижается $C : N_{\text{орг-экстр}} = 20.4\text{--}39.5$. Необходимо отметить, что в почвах, где активность микроорганизмов замедлена (на осыпях — низкими температурами, на болотах — дефицитом кислорода) $C : N_{\text{орг-экстр}}$ больше или равно $C : N_{\text{общ}}$. В случае активной деструкции растительного материала в почвах под луговой и лесной растительностью степень насыщения ПОВ азотом экстрагируемой фракции, напротив, меньше (рис. 2б), что подтверждается связью $k_{\text{ТВИ}}$ и $C : N_{\text{орг-экстр}}/C : N_{\text{общ}}$. Микробная минерализация ПОВ в автоморфных почвах в значительной степени определяется климатическими условиями. Так, базальное дыхание почвы объясняло 28.5% дисперсии $k_{\text{ТВИ}}$ ($p < 0.001$). БД возрастало с уменьшением абсолютной высоты от 0–0.3 на осыпях до 1.8 мг $C\text{--}CO_2/(г ч)$ на АЛП, далее до 3.1–3.8 мг $C\text{--}CO_2/(г ч)$ альпийских луговых сообществах и МС и до 6.2–7.8 мг $C\text{--}CO_2/(г ч)$ в почвах субальпийских луговых и лес-

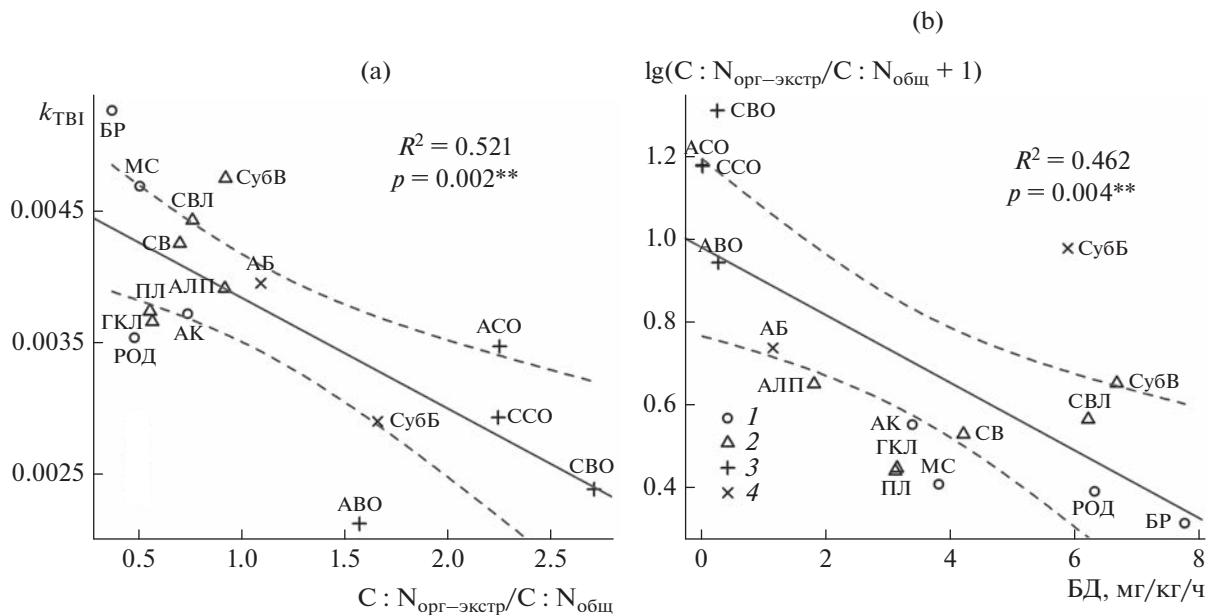


Рис. 2. Связь между константой скорости разложения k_{TBI} и степенью насыщенности экстрагируемой фракции органического вещества азотом (а) и связь между степенью насыщенности экстрагируемой фракции органического вещества азотом и базальным дыханием (БД, $C-CO_2$ мг/(кг ч)) в высокогорных сообществах Тебердинского национального парка. Линии регрессии и доверительные интервалы для отдельных факторов, коэффициенты детерминации (R^2) и значения p основаны на простой линейной регрессии средних значений. Сокращения названий сообществ см. табл. 1. Почвы: 1 – литоземы темногумусовые; 2 – литоземы перегнойно-темногумусовые и литозем грубогумусовый; 3 – петроземы гумусовые; 4 – торфяно-литоземы.

Таблица 5. Результаты моделей множественной регрессии, связывающих показатель стабилизации S_{TBI} и k_{TBI} (зависимые переменные) с факторами среды, а также моделей, связывающих потери при прокаливании (ППП, %) и содержание углерода ($C_{общ}$, %) с показателем стабилизации S_{TBI} , скоростью разложения k_{TBI} и приростом корней. n – число сообществ, включенных в модель. R^2m – коэффициент аппроксимации только для фиксированных факторов. Эффект: – отрицательный, + положительный. * – $p < 0.05$, ** – $p < 0.01$, *** – $p < 0.001$, n.s. – связь не значима. Df – число степеней свободы. p – уровень значимости

Зависимые переменные	n	R^2m	Предикторы	Параметры моделей			
				эффект	χ^2	Df	p
Все сообщества							
S_{TBI}	16	0.728	C : N _{орг-экстр}	—	35.19	1	<0.001***
			Высота	+	9.78	1	0.002**
k_{TBI}	16	0.250	C : N _{орг-экстр} /C : N _{общ}	—	14.48	1	<0.001***
ППП	16	0.396	k_{TBI}	+	6.09	1	0.013*
			S_{TBI}	—	4.82	1	0.028*
C _{общ}	16	0.406	Прирост корней, k_{TBI}	+	5.68	1	0.017*
				+	7.14	1	0.007**
Без болотных сообществ							
k_{TBI}	14	0.496	N NH ₄	+	66.09	1	<0.001***
			Промерзание почвы	+	9.56	1	0.002**
ППП	14	0.415	k_{TBI}	+	9.98	1	0.002**
C _{общ}	14	0.385	k_{TBI}	+	9.06	1	0.003**
Сообщества без древесных доминантов							
ППП	12	0.666	Прирост корней	+	5.15	1	0.023*
			S_{TBI}	—	4.16	1	0.041*
			k_{TBI}	+	3.76	1	0.052 ^{n.s.}
C _{общ}	12	0.537	Прирост корней	+	14.31	1	<0.001***

ных сообществ. В болотных почвах БД лимитировано качеством органического субстрата. Так, дыхание олиготрофного альпийского болота значительно ниже, чем мезотрофного субальпийского (1.2 и 5.9 мг С—СО₂/(г ч) соответственно).

Интенсивность минерализации азота определяется в первую очередь качеством субстрата, поэтому в почвах с дефицитом азота для развития микроорганизмов значения $N_{\text{минер}}$ близки к нулю или даже отрицательны (осыпи, АЛП, РС, СВ, а также АБ и СубБ). По всем изученным сообществам $N_{\text{минер}}$ не связана ни с $S_{\text{ТВИ}}$, ни с $k_{\text{ТВИ}}$, однако в автоморфных почвах $N_{\text{минер}}$ была предиктором $k_{\text{ТВИ}}$ ($R^2 = 0.162$, $p = 0.028$).

В целом в изученных почвах Тебердинского национального парка стабилизация и разложение определялись разными факторами, что подтверждает выводы работы [52].

Связь содержания ПОВ с $S_{\text{ТВИ}}$, $k_{\text{ТВИ}}$ и продуктивностью корней. Стабилизация и скорость разложения совместно объясняли 42.6% дисперсии ППП, а содержание $C_{\text{орг}}$ было связано со скоростью разложения в сочетании с продуктивностью корней. И ППП, и $C_{\text{орг}}$ увеличивались при высокой скорости разложения (табл. 5), в то же время ППП уменьшались при низких значениях $S_{\text{ТВИ}}$. Это противоречит нашей гипотезе, что для наибольшего содержания ПОВ высокие значения $S_{\text{ТВИ}}$ должны сочетаться с низкой $k_{\text{ТВИ}}$. Показатель стабилизации также был отрицательно скоррелирован с содержанием органического углерода в почвах разных местообитаний Швеции, хотя при совместном рассмотрении образцов из Швеции и Австрии связь оказалась положительной [51]. При исключении из анализа болотных сообществ, значимым предиктором как потерь при прокаливании, так и $C_{\text{орг}}$, оказалась только $k_{\text{ТВИ}}$.

За исключением почвы СубБ, диапазон наблюдаемых значений $S_{\text{ТВИ}}$ в нашей работе не очень широк, а сами значения достаточно высокие (но не крайне высокие). В то же время $k_{\text{ТВИ}}$ везде намного ниже значений, приведенных в работе [28], и в наших данных нет комбинации низких значений $S_{\text{ТВИ}}$ и высоких $k_{\text{ТВИ}}$. Таким образом, можно бы ожидать высокое содержание ПОВ в почвах под всеми растительными сообществами. Тем не менее, содержание ПОВ в них крайне изменчиво, и, очевидно, другие факторы влияют на его накопление, например продуктивность сообщества и функциональные признаки доминантов. В свою очередь ПОВ может влиять на параметры разложения за счет изменения физико-химических параметров почвы, например влажности [48].

Почвы альпийских и субнивальных осыпей сочетают высокую стабилизацию и низкую скорость разложения, но при этом здесь наименьшее содержание ПОВ. Эти сообщества отличаются

низкой продуктивностью: их проективное покрытие обычно не превышает 10% [39], таким образом, здесь аккумуляция ПОВ ограничена поступлением растительных остатков.

Субальпийское болото отличается от других сообществ сочетанием низкой стабилизации с низкой скоростью разложения. Отрицательные значения фактора стабилизации также отмечены для некоторых болот Италии [42]. Снижение стабилизации с увеличением влажности отмечено и в заболоченных местообитаниях приливно-отливной зоны [35]. Низкие значения $S_{\text{ТВИ}}$ в таких условиях могут быть связаны с быстрой потерей массы зеленым чаем за счет вымывания экстрагируемой фракции ОВ при влажности свыше 25% [7]. Низкая стабилизация на изученном субальпийском болоте может быть также связана с величиной рН около 6, что подавляет включение ПОВ в органо-минеральные соединения [49], несмотря на высокое по сравнению с другими изученными сообществами (287 ммоль(+)/кг) содержание кальция [33]. В целом, болота отличаются относительно низкой скоростью разложения из-за высокой обводненности и анаэробной среды, которая неблагоприятна для микробной активности [46]. Тем не менее, связь между $k_{\text{ТВИ}}$ и содержанием воды была не значимой в высокогорных сообществах. Высокое содержание ПОВ на болотах также может быть связано со свойствами растений, так как ветوشь мхов, которые обильны в этих сообществах, устойчива к разложению и разлагается медленнее, чем ветوشь лишайников и сосудистых растений [24, 31].

В двух сообществах с высоким участием *Rhododendron caucasicum*, накопление ПОВ может быть связано с относительно высоким поступлением трудноразлагаемого опада этого вида [18].

В качестве показателя продуктивности альпийских фитоценозов использовали величину прироста тонких корней. При включении всех сообществ в модель зависимости ПОВ от параметров разложения стандартного материала и продуктивности продуктивность корней была значима для $C_{\text{орг}}$, но была исключена в процессе автоматической пошаговой регрессии для ППП. Однако, когда рассматривали только сообщества с травянистыми доминантами, ППП также увеличивались с продуктивностью корней (рис. 3b), в то время как отрицательная связь с $S_{\text{ТВИ}}$ и отсутствие значимой связи с $k_{\text{ТВИ}}$ сохранились (табл. 6).

Положительная связь между ПОВ и продукцией корней для травяных сообществ подчеркивает роль продуктивности в накоплении ПОВ. Сведения о роли корней в динамике ПОВ до сих пор противоречивы [13]: они могут одновременно стимулировать как стабилизацию органического вещества, так и его разрушение (прайминг-эффект), и баланс между этими процессами зависит

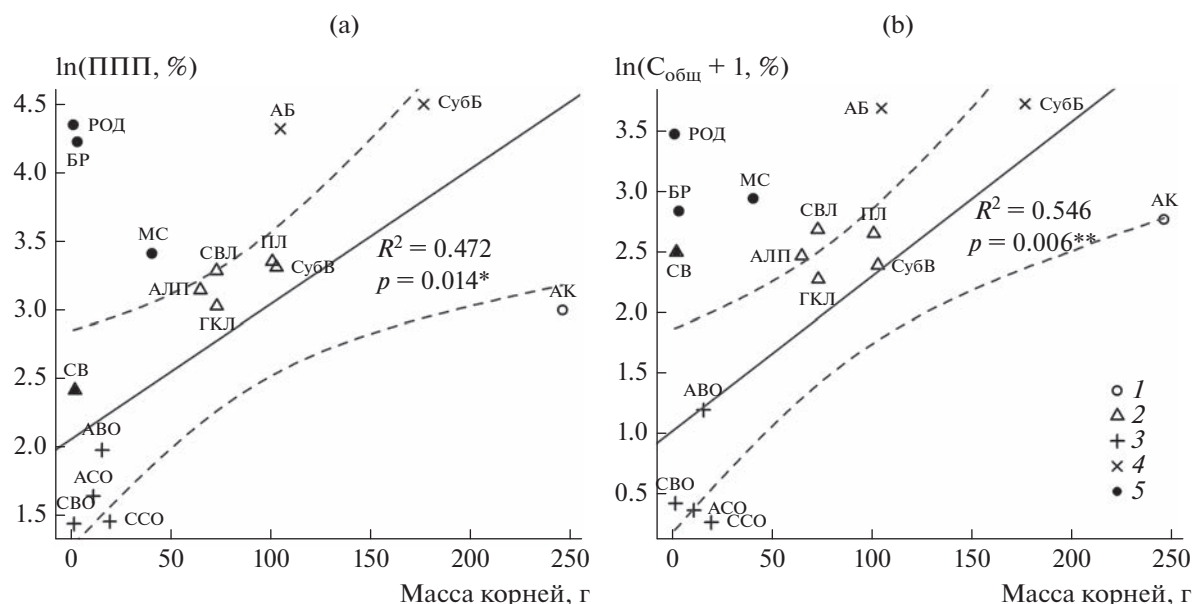


Рис. 3. Связь потери органического вещества при прокаливании (ППП) и содержания углерода с биомассой прироста тонких корней (на 47.7 см³ за 60 дней). Линии регрессии и доверительные интервалы для отдельных факторов, коэффициенты детерминации (R^2) и значения p основаны на простой линейной регрессии средних значений только для сообществ без древесных доминантов. Сокращения названий сообществ см. табл. 1. Почвы: 1 – литоземы темногумусовые; 2 – литоземы перегнойно-темногумусовые и литозем грубогумусовый; 3 – петроземы гумусовые; 4 – торфяно-литоземы.

от условий конкретного местообитания. Помимо общего поступления растительных остатков в почву, биомасса тонких корней и скорость их круговорота регулирует микробную активность различными способами, включая конкуренцию за элементы минерального питания и предпочтительное потребление микроорганизмами углерода из корневых выделений, что проявляется в уменьшении скорости разложения ПОВ [11]. Однако это может быть справедливо только для сообществ с доминированием арбускулярной микоризы, в то время как при наличии эктомикоризных грибов добавление опада усиливает разложение ПОВ [26], и это частично может объяснить низкое содержание ПОВ в почве сосняка вейникового. Таким образом, в изученных альпийских сообществах прайминг-эффект может быть слабо выражен в связи с неблагоприятными условиями для активной деятельности микроорганизмов. От зависимости между ПОВ и продукцией корней отклоняются альпийские ковры. На них отмечена самая высокая среди изученных сообществ продукция корней, что, вероятно, является адаптацией к короткому вегетационному периоду. Положительная связь между ПОВ и приростом корней может быть также результатом связей этих переменных с содержанием воды в почве. Усиленный рост корней при высоком объемном содержании влаги отмечен для высокогорных почв Тебердинского национального парка [41], а увеличение содержания

ПОВ ведет к росту влагоемкости в большинстве почв [48].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Почвы субальпийских, альпийских и субнивальных растительных сообществ Северо-Западного Кавказа отличаются высоким разнообразием по содержанию ПОВ и параметрам разложения в них стандартного органического материала. Ведущими градиентами в изученных почвах являются содержание влаги (автоморфные – гидроморфные почвы) и сопутствующее накопление ПОВ, а также высотный градиент, скоррелированный с базальным дыханием почвы. Выявлены неожиданные связи между содержанием ПОВ и ранними стадиями разложения стандартного материала: для богатых органическим веществом почв характерны низкий показатель стабилизации и относительно высокая скорость разложения. Положительная связь скорости прироста тонких корней с содержанием ПОВ свидетельствует о важной роли продуктивности для накопления органического вещества в почвах альпийских сообществ северо-западного Кавказа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана Российским научным фондом (грант № 19-14-00038п).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вертелина О.С., Онипченко В.Г., Макаров М.И.* Первичные минералы и процессы выветривания в высокогорных почвах Тебердинского заповедника // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1996. № 1. С. 3–10.
2. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
3. *Макаров М.И., Волков А.В., Малышева Т.И., Онипченко В.Г.* Фосфор, азот и углерод в почвах субальпийского и альпийского поясов Тебердинского заповедника // Почвоведение. 2001. № 1. С. 62–71.
4. *Семенов В.М., Тулина А.С., Семенова Н.А., Иванникова Л.А.* Гумификационные и негумификационные пути стабилизации органического вещества в почве (обзор) // Почвоведение. 2013. № 4. С. 393–407. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13040114>
5. *Bartoni K.* MuMIn: Multi-Model Inference. R package version 1.40.0. 2017. <https://CRAN.R-project.org/package=MuMIn>
6. *Basile-Doelsch I., Balesdent J., Pellerin S.* The mechanisms underlying carbon storage in soil // Biogeosciences. 2020. V. 17. P. 5223–5242. <https://doi.org/10.5194/bg-17-5223-2020>
7. *Blume-Werry G., Di Maurizio V., Beil I., Lett S., Schwieger S., Kreyling J.* Don't drink it, bury it: comparing decomposition rates with the tea bag index is possible without prior leaching // Plant and Soil. 2021. V. 465. P. 613–621. <https://doi.org/10.1007/s11104-021-04968-z>
8. *Bohner A., Karrer J., Walcher R., Brandl D., Michel K., Arnberger A., Frank T., Zaller J.G.* Ecological responses of semi-natural grasslands to abandonment: case studies in three mountain regions in the Eastern Alps // Folia Geobotanica. 2019. V. 54. P. 211–225. <https://doi.org/10.1007/s12224-019-09355-2>
9. *Chen L.-F., He Z.-B., Du J., Yang J.-J., Zhu X.* Patterns and environmental controls of soil organic carbon and total nitrogen in alpine ecosystems of northwestern China // Catena. 2016. V. 137. P. 37–43. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.08.017>
10. *Cheng L., Chen W., Adams T., Wei X., Li L., McCormack M.L., Deforest J.L., Koide R.T., Eissenstat D.M.* Mycorrhizal fungi and roots are complementary in foraging within nutrient patches // Ecology. 2016. V. 97. P. 2815–2823. <https://doi.org/10.1002/ecy.1514>
11. *Cheng W., Kuzyakov Y.* Root effects on soil organic matter decomposition / Roots and Soil Management: Interactions between Roots and the Soil // Agronomy Monograph. 2005. V. 48. P. 119–143.
12. *Davidson E.A., Janssens I.A.* Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change // Nature. 2006. V. 440. P. 165–173. <https://doi.org/10.1038/nature04514>
13. *Dijkstra F.A., Zhu B., Cheng W.* Root effects on soil organic carbon: a double-edged sword // New Phytologist. 2021. V. 230. P. 60–65.
14. *Djukic I., Zehetner F., Tatzber M., Gerzabek M.H.* Soil organic-matter stocks and characteristics along an Alpine elevation gradient // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2010. V. 173. P. 30–38. <https://doi.org/10.1002/jpln.200900027>
15. *Dorich R.A., Nelson D.W.* Evaluation of manual cadmium reduction methods for determination of nitrate in potassium chloride extracts of soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1984. V. 48. P. 72–75.
16. *Egli M., Sartori G., Mirabella A., Favilli F., Giaccari D., Delbos E.* Effect of north and south exposure on organic matter in high Alpine soils // Geoderma. 2009. V. 149. P. 124–136. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.11.027>
17. *Elumeeva T.G., Onipchenko V.G., Akhmetzhanova A.A., Makarov M.I., Keuskamp J.A.* Stabilization versus decomposition in alpine ecosystems of the Northwestern Caucasus: the results of a tea bag burial experiment // J. Mount. Sci. 2018. V. 15. P. 1633–1641. <https://doi.org/10.1007/s11629-018-4960-z>
18. *Elumeeva T.G., Onipchenko V.G., Cornelissen J.H.C., Semenova G.V., Perevedentseva L.G., Freschet G.T., van Logtestijn R.S.P., Soudzilovskaia N.A.* Is intensity of plant root mycorrhizal colonization a good proxy for plant growth rate, dominance and decomposition in nutrient poor conditions // J. Veg. Sci. 2018b. V. 29. P. 715–725. <https://doi.org/10.1111/jvs.12651>
19. *Fanin N., Bezaud S., Sarneel J.M., Cecchini S., Nicolas M., Augusto L.* Relative importance of climate, soil and plant functional traits during the early decomposition stage of standardized litter // Ecosystems. 2020. V. 23. P. 1004–1007. <https://doi.org/10.1007/s10021-019-00452-z>
20. *Fontaine S., Mariotti A., Abbadie L.* The priming effect of organic matter: a question of microbial competition? // Soil Biol. Biochem. 2003. V. 35. P. 837–843.
21. *Fox J., Weisberg S.* An {R} Companion to Applied Regression, Third Edition. Thousand Oaks CA: Sage. 2019. <https://socserv.socsci.mcmaster.ca/jfox/Books/Companion>
22. *Freschet G.T., Cornwell W.K., Wardle D.A., Elumeeva T.G., Liu W., Jackson B.G., Onipchenko V.G., Soudzilovskaia N.A., Tao J., Cornelissen J.H.C.* Linking litter decomposition of above- and below-ground organs to plant-soil feedbacks worldwide // J. Ecol. 2013. V. 101. P. 943–952. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12092>
23. *Ghabbour E.A., Davies G., Cuozzo N.P., Miller R.O.* Optimized conditions for determination of total soil organic matter in diverse samples by mass loss on ignition // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2014. V. 177. P. 914–919. <https://doi.org/10.1002/jpln.201400326>
24. *Hobbie S.E.* Temperature and plant species control over litter decomposition in Alaskan tundra // Ecol. Monographs. 1996. V. 66. P. 503–522.
25. *Hoffmann U., Hoffmann T., Jurasinski G., Glatzel S., Kuhn N.J.* Assessing the spatial variability of soil organic carbon stocks in an alpine setting (Grindelwald, Swiss

- Alps) // *Geoderma*. 2014. V. 232–234. P. 270–283.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.04.038>
26. *Jacobs L.M., Sulman B.N., Brzostek E.R., Feighery J.J., Philips R.P.* Interactions among decaying leaf litter, root litter and soil organic matter vary with mycorrhizal type // *J. Ecol.* 2018. V. 106. P. 502–513.
<https://doi.org/10.1111/1365-2745.12921>
 27. *Kandeler E.* Ammonium // *Methods in Soil Biology*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. P. 406–408.
 28. *Keuskamp J.A., Dingemans B.J.J., Lehtinen T., Sarneel J.M., Hefting M.M.* Tea Bag Index: a novel approach to collect uniform decomposition data across ecosystems // *Methods Ecol. Evol.* 2013. V. 4. P. 1070–1075.
<https://doi.org/10.1111/2041-210X.12097>
 29. *Kirschbaum M.U.F.* The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic storage // *Soil Biol. Biochem.* 1995. V. 27. P. 753–760.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)00242-S](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)00242-S)
 30. *Kopáček J., Kaňa J., Šantrůčková H.* Pools and composition of soils in the alpine zone of the Tatra Mountains // *Biologia*, Bratislava. 2006. V. 61. Suppl. 18. P. 35–49.
<https://doi.org/10.2478/s11756-006-0118-5>
 31. *Lang S.I., Cornelissen J.H.C., Klahn T., van Logtestijn R.S.P., Broekman R., Schweikert W., Aerts R.* An experimental comparison of chemical traits and litter decomposition rates in a diverse range of subarctic bryophyte, lichen and vascular plant species // *J. Ecol.* 2009. V. 97. P. 886–900.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2009.01538.x>
 32. *Lehmann J., Hansel C.M., Kaiser C., Kleber M., Maher K., Manzoni S., Nunan N., Reichstein M. et al.* Persistence of soil organic carbon caused by functional complexity // *Nature Geoscience*. 2020. V. 13. P. 529–534.
<https://doi.org/10.1038/s41561-020-0612-3>
 33. *Malysheva T.I., Onipchenko V.G., Makarov M.I., Volkov A.V., Bulatnikova I.V.* Soils and nutrient turnover // *Alpine ecosystems in the Northwestern Caucasus*. Dordrecht: Kluwer, 2004. P. 9–24.
 34. *Moar S.E.L., Wilson S.D.* Root responses to nutrient patches in grassland and forest // *Plant Ecol* 2006. V. 184. P. 157–162.
<https://doi.org/10.1007/s11258-005-9059-2>
 35. *Mueller P., Schile-Beers L.M., Mozdzer T.J., Chmura G.L., Dinter T., Kuzyakov Y., de Groot A.V., Esselink P. et al.* Global-change effects on early-stage decomposition processes in tidal wetlands – implications from a global survey using standardized litter // *Biogeosciences*. 2018. V. 15. P. 3189–3202.
 36. *Nakagawa S., Schielzeth H.* A general and simple method for obtaining R^2 from generalized linear mixed-effects models // *Methods Ecol. Evol.* 2013. V. 4. P. 133–142.
<https://doi.org/10.1111/j.2041-210x.2012.00261.x>
 37. *Ohtsuka T., Hirota M., Zhang X., Shimono A., Senga Y., Du M., Yonemura S., Kawashima S., Tang Y.* Soil organic carbon pools in alpine to nival zones along an altitudinal gradient (4400–5300 m) on the Tibetan Plateau // *Polar Sci.* 2008. V. 2. P. 277–285.
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2008.08.003>
 38. *Oksanen J., Blanchet F.G., Friendly M., Kindt R., Legendre P., McGlinn D., Minchin P.R., O'Hara R.B., Simpson G.L., Solymos P., Stevens M.H.H., Szöcs E., Wagne*
 - ner H.* *vegan: Community Ecology Package*. R package version 2.5-7. 2020.
<https://CRAN.R-project.org/package=vegan>
 39. *Onipchenko V.G.* Alpine vegetation of the Teberda Reserve, the Northwestern Caucasus. Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes der ETH. Heft 130. Zürich: Stiftung Rübel, 2002.
 40. *Onipchenko V.G.* Geography, geology, climate and the communities studied // *Alpine Ecosystems in the Northwestern Caucasus*. Dordrecht: Kluwer, 2004. P. 1–8.
 41. *Onipchenko V.G., Gulov D.M., Ishbirdin A.R., Makarov M.I., Akhmetzhanova A.A., Logvinenko O.A., Khubieva O.P., Tekeev D.K., Elumeeva T.G.* Analysis of fine root production features in high mountain communities by ingrowth method using filter balls // *Contemporary Problems of Ecology*. 2021. V. 14. P. 456–464.
<https://doi.org/10.1134/S1995425521050085>
 42. *Petraglia A., Cacciatori C., Chelli S., Fenu G., Calderisi G., Gargano D., Abeli T., Orsenigo S., Carboniani M.* Litter decomposition: effects of temperature driven by soil moisture and vegetation type // *Plant Soil*. 2019. V. 435. P. 187–200.
<https://doi.org/10.1007/s11104-018-3889-x>
 43. *Pinheiro J., Bates D., DebRoy S., Sarkar D., R Core Team.* *nlme: Linear and Nonlinear Mixed Effects Models*. R package version 3.1-152. 2021.
<http://CRAN.R-project.org/package=nlme>
 44. *Pierson D., Evans L., Kayhani K., Bowden R.D., Nadelhoffer K., Simpson M., Laitha K.* Mineral stabilization of soil carbon is suppressed by live roots, outweighing influences from litter quality or quantity // *Biogeochem. Lett.* 2021. V. 154. P. 433–449.
<https://doi.org/10.1007/s10533-021-00804-9>
 45. *Poirier V., Roumet C., Munson A.D.* The root of matter: linking root traits and soil organic matter stabilization processes // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 120. P. 246–259.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.02.016>
 46. *Prescott C.E.* Litter decomposition: what controls it and how we can alter it to sequester more carbon to forest soils? // *Biogeochemistry*. 2010. V. 101. P. 133–149.
<https://doi.org/10.1007/s10533-010-9439-0>
 47. *Pohler T.* The Pairwise Multiple Comparison of Mean Ranks Package (PMCMR). R package. 2014.
<http://CRAN.R-project.org/package=PMCMR>
 48. *Rawls W.J., Pachepsky Y.A., Ritchie J.C., Sobecki T.M., Bloodworth H.* Effect of soil organic carbon on soil water retention // *Geoderma*. 2003. V. 116. P. 61–76.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00094-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00094-6)
 49. *Rowley M.C., Grand S., Verrecchia E.* Calcium-mediated stabilization of soil organic carbon // *Biogeochemistry*. 2018. V. 137. P. 27–49.
<https://doi.org/10.1007/s10533-017-0410-1>
 50. *R Core Team.* *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. 2021.
<https://www.R-project.org/>
 51. *Sandén T., Spiegel H., Wenng H., Schwarz M., Sarneel J.M.* Learning science during teatime: Using a citizen science approach to collect data on litter decomposition in Sweden and Austria // *Sustainability*. 2020. V. 12. P. 7745.
<https://doi.org/10.3390/su12187745>

52. *Sarnecki J., Sundkvist M.K., Molau U., Björkman M.P., Alatalo J.M.* Decomposition rate and stabilization across six tundra vegetation types exposed to >20 years of warming // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 724. P. 138304. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.138304>
53. *Schmidt M.W.I., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens I.A., Kleber M., Kögel-Knabner I., Lehmann J., Manning D.A., Nannipieri P., Rasse D.P., Weiner S., Trumbore S.E.* Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // *Nature.* 2011. V. 478. P. 49–56.
54. *Six J., Conant R.T., Paul E.A., Paustian K.* Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils // *Plant Soil.* 2002. V. 241. P. 155–176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
55. *Sørensen M.V., Strimbeck R., Nystuen K.O., Kapas R.E., Enquist B.J., Graae B.J.* Draining the pool? Carbon storage and fluxes in three alpine plant communities // *Ecosystems.* 2018. V. 21. P. 316–330. <https://doi.org/10.1007/s10021-017-0158-4>
56. *Stockmann U., Adams M.A., Crawford J.W., Field D.J., Henakaarchchi N., Jenkins M., Minasny B., McBratney A.B. et al.* The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon // *Agriculture Ecosystems. Environ.* 2013. V. 164. P. 80–99. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.10.001>
57. *Veen G.F., Freschet G.T., Ordóñez A., Wardle D.* Litter quality and environmental controls of home-field advantage effects on litter decomposition // *Oikos.* 2015. V. 124. P. 187–195.
58. *Venn S.E., Thomas H.J.D.* Snowmelt timing affects short-term decomposition rates in an alpine snowbed // *Ecosphere.* 2021. V. 12. № 3. P. e03393. <https://doi.org/10.1002/ecs2.3393>

Organic Matter Content and Standard Material Decomposition Rate in Soils of the High Mountain Plant Communities of the Teberda National Park

T. G. Elumeeva^{1, *}, M. I. Makarov¹, M. S. Kadulin¹, K. N. Zamaletdinova¹, T. I. Malysheva¹, D. M. Gulov², A. A. Akhmetzhanova¹, M. A. Chepurnova¹, and V. G. Onipchenko^{1, 3}

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

²*Bashkirian State University, Ufa, 450076 Russia*

³*Teberda National Park, Teberda, 369210 Russia*

*e-mail: elumeeva@mail.ru

Soils of the high mountain areas are very diverse by their organic matter content (SOM), by the factors underlying such diversity are still not fully known. In 16 subalpine, alpine and subnival plant communities of the Teberda national park (the north-western Caucasus) we studied physico-chemical and microbiological soil properties, and estimated parameters of standard material decomposition based on the Tea bag index (TBI): stabilization factor (S_{TBI}) and decomposition constant (k_{TBI}). We tested the following hypotheses: (1) the SOM is one of predictors of S_{TBI} and k_{TBI} in high mountain zone along with other physico-chemical soil properties; (2) the most of SOM content belongs to high S_{TBI} and low k_{TBI} values; (3) the SOM content correlates with below-ground plant productivity. The main gradients of the studied soils are water content (automorphic vs. hydromorphic soils) and the concurrent SOM accumulation, as well as the altitudinal gradient with the decrease of soil basal respiration with elevation. The extent of nitrogen enrichment (e.g. SOM quality) of the labile fraction was the best predictor of the decomposition constant. S_{TBI} decreased with the increase of total carbon content and the losses on ignition, while the positive link between k_{TBI} and SOM was observed only in automorphic soils. Thus, the soils rich in organic matter typically have low stabilization factor and relatively high decomposition constant. In the plant communities with herbaceous dominants, the SOM content was positively correlated with fine root production, this stresses the important role of productivity in the accumulation of organic matter.

Keywords: decomposition, stabilization, litosol, petrosol, root productivity

УДК 631.43/631.421.3

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА ВЛАГИ В ЛИЗИМЕТРАХ

© 2023 г. А. Н. Салугин^а, Р. Н. Балкушкин^{а, *}^аФедеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения РАН, пр-т Университетский, 97, Волгоград, 400062 Россия

*e-mail: balkushkin_r@vfanc.ru

Поступила в редакцию 21.02.2023 г.

После доработки 17.07.2023 г.

Принята к публикации 17.07.2023 г.

Рассмотрены вопросы почвенно-гидрофизического обеспечения математических моделей передвижения влаги, учитывающих неоднородность почвы, обусловленную пространственным изменением гранулометрического состава. Изучены процессы вертикального движения влаги на крупногабаритных лизиметрах ФНЦ агроэкологии РАН (Волгоград). Влияние статистической неоднородности гидрофизических параметров субстратов лизиметров исследовано на моделях динамики влагопереноса и формирования гравитационного стока, разработанных в среде программного пакета HYDRUS-1D. Учитывалось изменение гранулометрического состава по вертикали профиля лизиметров и связанная с ним изменчивость основной гидрофизической характеристики (ОГХ). Гранулометрическая неоднородность субстратов оценивалась методом масштабирования по масштабным коэффициентам параметров ОГХ в предположении о нормальном распределении вероятностей логарифмов радиусов капилляров порового пространства между почвенными частицами. Изучалось влияние гранулометрического состава на водоудерживающую способность, граничные и начальные условия, интенсивность гравитационного стока и кумулятивное накопление влаги.

Ключевые слова: масштабирование гидрофизических характеристик, влагоперенос в почве, ОГХ, лизиметры

DOI: 10.31857/S0032180X23600257, **EDN:** ECUJUV

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящего исследования являлось экспериментальное и теоретическое обоснование метода масштабирования (скейлинга) водоудерживающей способности субстратов на больших лизиметрах при решении задач влагопереноса в естественных гетерогенных почвенных горизонтах. Для изучения вертикального передвижения влаги в почвах в диапазоне влажности от полной до наименьшей влагоемкости исследователю необходимы данные о том, как зависят влагонасыщенность и гидравлическая проводимость от капиллярного давления влаги [3].

Почвенная гидрология, изучающая передвижение внутрисочвенной воды с учетом гидрофизических свойств почв, в настоящее время совершенствуется как в экспериментальном, так и в теоретическом аспектах [1, 3, 11, 29, 30]. Основная гидрофизическая характеристика (ОГХ) впервые в России была введена Глобусом [3]. Она отражает способность почвы удерживать воду, накапливаемую в капиллярах почвенного каркаса, и выражается зависимостью влагонасыщенности от капиллярно-сорбционного давления влаги: $S_e(|\psi|)$ [3, 8, 30]. В иностранной литературе эта ха-

рактеристика имеет аббревиатуру WRC (Water Retention Curve) [9–11, 13]. Прямыми измерениями изучение этой зависимости является весьма трудозатратным, так как требует лабораторных измерений в широком диапазоне давлений – от 0 до 10^4 МПа с привлечением различных по природе физических методов [3, 8, 11]. Хрестоматийный способ моделирования водоудерживающей способности и гидравлической проводимости ($K(\theta)$) в ненасыщенной почве подробно изложен в статьях [22, 23, 29, 30], где применялись полуэмпирические методы моделирования WRC, использующие регрессию. Метод восстановления ОГХ посредством математического моделирования – один из способов получить функцию водоудерживающей способности почв без привлечения лабораторных измерений. За основу берутся гидрофизические характеристики почвы, которые служат параметрами искомой функции водоудержания или гидравлической проводимости.

Несмотря на длительную практику, функция WRC Муалема-Ван Генухтена приводит к досадным противоречиям, отмеченным в статьях [16, 25, 26]. Из-за отсутствия физического смысла параметров функции водоудержания и функции

гидравлической проводимости (ФГП) результаты моделирования не являются отражением реальности. Моделирование ОГХ с привлечением большого числа подгоночных параметров в виде педотрансферных функций (порядка 6–8) часто приводит к неоднозначности. В работах [9, 10] приводятся убедительно обоснованные усовершенствования метода Муалема-Ван Генухтена и Косуги. Физическая обоснованность базируется в их работах на логнормальном распределении радиусов капилляров порового пространства почв. Авторы совместно рассматривают водоудерживающую способность почв и функцию гидравлической проводимости, объединяя их в пару функции с общими гидрофизическими параметрами. Использование дополнительного аддитивного параметра, учитывающего явление входа воздуха, обуславливающего почвенный гистерезис, в модифицированных моделях Муалема-Ван Генухтена и Косуги, позволило авторам уточнить аппроксимацию ОГХ и ФГП, установив физически обоснованную связь между параметрами модели. Оказалось, что параметр α ОГХ модели Муалема-Ван Генухтена связан с физическим средним радиусом капилляров порового пространства модели Косуги. Физическую реальность приобретает также параметр $n = \frac{4}{\sigma\sqrt{2\pi}}$, где

σ – среднеквадратическое отклонение радиусов цилиндрических капилляров от их среднего, используемого в моделях Косуги. В работах [9, 10] были проанализированы многолетние испытания моделей Муалема-Ван Генухтена и Косуги, что позволило авторам реализовать существенный прорыв в физическом понимании параметров ОГХ и ФГП. Полученная идентификация параметров позволила выявить их функциональную связь с гидрофизическими свойствами почв. Таким образом, к настоящему времени почвенная гидрология в значительной мере продвинулась к более совершенному математическому моделированию передвижения влаги в ненасыщенных почвах с использованием физической интерпретации параметров, участвующих в модели.

В настоящем исследовании за основу были взяты аналитические модели Косуги [17–20], сокращающие число параметров аппроксимации ОГХ до двух: среднего значения r_m и дисперсии σ^2 логнормального распределения вероятностей радиусов r почвенных капилляров порового пространства почвы. Для описания водоудерживающей способности и гидравлической проводимости в моделях Муалема-Ван Генухтена предполагается однородность (гомогенность) почвенной среды, в то время как в реальной природе это не так: они существенно изменяются по гранулометрическому составу при передвижении по почвенному профилю [4, 6, 7, 22]. Уменьшение числа пара-

метров аппроксимации при моделировании функции водоудержания можно осуществить, взяв за основу тот факт, что ОГХ физически связана с внутренней структурой почвенного каркаса. В этом отношении более удобен метод Косуги. Кроме этого, данный метод делает модель ОГХ более обоснованной с физической интерпретацией входящих в нее параметров. Информация о внутреннем строении почв, отраженная в гранулометрическом составе, в моделях Косуги способствует более очевидному восприятию влагопереноса и испарения в ненасыщенных почвах. Объяснение результатов математического моделирования и эксперимента в этом случае можно проводить на основе капиллярной природы гидрологических внутрипочвенных процессов [3, 6, 17]. Автор [15], описывая капиллярную структуру почвы, обосновал прямую связь размеров частиц с размерами пор между ними в виде капилляров.

Теоретической основой капиллярной парадигмы удержания влаги и ее перемещения в поровом пространстве ненасыщенной почвы служит работа [21]. Подобие размерности, доказанное этими авторами при изучении изменчивости физических свойств и процессов, протекающих внутри разномасштабных объектов (принцип подобия размерности), позволило объединять различные по гранулометрическому составу почвы с эталоном – почвой с известными гидрофизическими характеристиками. В результате возник принципиально новый подход к изучению гетерогенных сред на основе масштабирования, использующего принцип подобия размерности.

Эффективность процедуры масштабирования при моделировании неоднородности почвы, связанной с ГС, была доказана многими авторами [4, 11, 12, 24]. Однако в этих работах исключалась стохастическая парадигма масштабного эффекта, доказанного авторами [21]. Чаще применялись полумпирические формулы без физической обоснованности входящих в эти формулы параметров. Работы [17–20] обосновали физическую сущность масштабирования. Для нормального распределения логарифмов капиллярных радиусов порового пространства функция WRC в работах Косуги приобрела физическую ясность, как и капиллярная природа внутрипочвенного давления влаги (ψ).

В целом работы по масштабированию в контексте неоднородности ГС весьма разнообразны и базируются, в большинстве случаев, на регрессионном подходе к моделированию функций ОГХ и ФГП. Более универсальная модель была предложена в работе [13], которая использовалась затем в статье [12] для масштабирования водоудерживающей способности. С учетом пространственного разброса масштабных коэффициентов были предложены статистические модели про-

цессов перемещения влаги в условиях неполного насыщения [6, 7, 22, 24]. Авторы [22] изучали инфильтрацию в почве в режиме насыщения, исследовали статистический характер гидрофизических процессов, связанных с переносом растворенного вещества. В статье отмечается перспективность масштабирования при изучении динамики почвенной влаги в естественных сельскохозяйственных гетерогенных почвах.

Таким образом, многие исследователи продемонстрировали эффективность скейлинга в моделировании влияния почвенной гранулометрической неоднородности на гидрофизические процессы в почвах. Вместе с тем физическая природа нормальности распределения логарифмов масштабных коэффициентов никак не интерпретировалась. Это ясно из того, что авторы использовали полуэмпирические формулы, а подгонка аналитических функций WRC к экспериментальным данным проводилась без физического обоснования. Основываясь на том факте, что почвы имеют логнормальное распределение частиц по размерам, в работе [20] была доказана правомерность точно такого же распределения для коэффициентов масштабирования. Пачепский [24], используя теорию фракталов, получил фрактальную размерность почвенных пор в предположении о логнормальном распределении радиусов капилляров порового пространства. В работе российских ученых [5] используется модифицированная фрактальная модель для описания ветви десорбции ОГХ. Появление публикаций, использующих теорию фракталов, на взгляд авторов настоящей статьи, неслучайно. Метод фракталов плодотворно применяется почвоведомы в разделах, связанных с гетерогенными почвенными средами.

В настоящем исследовании делается попытка оценить влияние неоднородности профилей субстратов лизиметров, возникающей от изменчивости гранулометрического состава, на их гидрофизические параметры и процессы влагопереноса. Использовалась приведенная в работах [20, 22, 27, 31] процедура моделирования функции ОГХ. Базовую ОГХ получали осреднением ее параметров с помощью масштабирования кривых вододержания почв с различным ГС.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Масштабирование водоудерживающей способности, в результате которого определяются средние значения и дисперсии масштабных коэффициентов, отражает изменчивость в гранулометрическом составе реального почвенного слоя более информативно [17, 20, 22]. Приведем некоторые результаты и основные положения метода масштабирования. За основу возьмем изложенные в статье Косуги теорию и методы расчетов [20].

В качестве исходных данных при разработке моделей автор использует гранулометрический состав почв, ассоциируя его с функцией вероятностей нормального распределения логарифмов радиусов почвенных пор в виде цилиндрических капилляров. Плотность распределения вероятностей радиусов r , полученная из ГС, моделирует структуру почвенного порового пространства в виде цилиндрических трубок. Эффективная (приведенная) влажность (насыщение почвы водой) задается в виде: $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$, где θ_s и θ_r означают насыщенную и остаточную влажности [3, 10, 20, 22]. Кумулятивная функция распределения вероятностей радиусов капилляров определяет $S_e(r)$ как насыщенность почвы влагой, когда все капилляры с радиусами, равными или меньшими, чем r , заполнены водой. Вместе с тем радиус r капилляра связан с капиллярным давлением влаги $|\psi|$ (капиллярно-сорбционный потенциал) формулой Жюрена [20, 22]: $|\psi| = 2\gamma \cos \beta / \rho g r = A/r$, где γ — поверхностное натяжение, β — краевой угол, ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, A — константа. Для целей данной работы удобнее эту формулу записать в логарифмическом виде:

$$\ln |\psi| = \ln A - \ln r. \quad (1)$$

С учетом формулы (1) функцию $S_e(r)$ можно преобразовать в функцию от давления почвенной влаги $|\psi|$: $S_e(|\psi|)$, которая моделирует водоудерживающую способность. Плотность распределения вероятностей логарифмов радиусов почвенных капилляров используется в дальнейшем по тексту настоящей статьи как результат применения нормально распределенных вероятностей логарифмов капиллярных радиусов порового пространства. В данном приближении $dS_e(\ln r)$ определяет объем капилляров, заключенных в диапазоне изменения логарифмов радиусов от $\ln r$ до $\ln r + d\ln r$. Для капиллярно-сорбционного потенциала величина $dS_e(\ln |\psi|)$ представляет собой объем капилляров, в которых вода удерживается капиллярным давлением в диапазоне от $\ln |\psi|$ до $\ln |\psi| + d\ln |\psi|$. Значения ψ приняты в настоящей статье отрицательными. Ось давлений направлена вниз по оси ординат (отрицательный капиллярно-сорбционный потенциал при ненасыщенном влагосодержании) [20, 30]. Это означает, что величина почвенного давления влаги возрастает при перемещении вниз по оси ординат. Связь между $dS_e(\ln r)$ и $dS_e(\ln |\psi|)$ объединяет физические параметры почвы (радиусы капилляров и капиллярно-сорбционный потенциал влаги), отражая ее способность удерживать воду капиллярно-сорбционным давлением. Эффективную насыщенность (S_e) можно получить из кумулятивной кривой гранулометрического состава, отражающего распределения вероятностей логарифмов радиусов r и давлений ψ . Плотность нормаль-

ного распределения вероятностей по значениям случайной величины $\ln r$ представлена формулой (2):

$$f(\ln r) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln r - \ln r_m}{\sigma}\right)^2\right),$$

$$f(\ln |\psi|) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln |\psi| - \ln |\psi|_m}{\sigma}\right)^2\right), \quad (2)$$

где $\ln r_m$, $\ln |\psi|_m$ и σ^2 — средние значения и дисперсия логарифмов радиусов. Водоудерживающая способность получается интегрированием:

$$S(\ln r) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{\ln r - \ln r_m}{\sigma\sqrt{2}}\right),$$

$$S(\ln |\psi|) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{\ln |\psi| - \ln |\psi|_m}{\sigma\sqrt{2}}\right), \quad (3)$$

где erfc — дополнительная функция ошибок [9, 20, 22]. Кумулятивные распределения вероятностей (3) описывают лабораторные измерения ОГХ для большинства почв с физическим обоснованным моделированием водоудерживающей способности. Физическая обоснованность вытекает здесь из того, что в качестве исходных данных выступает гранулометрический состав почвенной среды, напрямую связанный с ее гидрофизическими свойствами. Параметр r_m в формулах (2), (3) является среднегеометрическим радиусом капилляров порового пространства и соответствует $S_e(\ln r_m) = 0.5$, а капиллярно-сорбционный потенциал — значение $\ln |\psi|_m$.

В настоящей работе метод Косуги был протестирован на четырех лизиметрах, заполненных субстратом с различным гранулометрическим составом. Содержание глины в субстратах было различным, и согласно текстурной классификации все лизиметры были разделены по следующим гранулометрическим классам: песок (sand) — лизиметры 6 и 7, суглинистый песок (loamy sand) — лизиметр 3, опесчаненный суглинок (sandy loam) — лизиметр 4. Данные ГС по Н.А. Качинскому для каждого слоя профиля были приведены к системе ФАО и использовались при моделировании ОГХ образцов, отобранных послойно через каждые 10 см. При моделировании функции ОГХ использовались кумулятивные кривые логнормальных распределений гранулометрического состава, которые обрабатывались методом обобщенной линейной регрессии с использованием функции `glmfit(...)` пакета MatLab [14, 32]. Оригинальность использования метода обобщенной линейной регрессии для данного случая состоит в том, что подгонка физических параметров, содержащихся в ГС, непосредственно приводит к функции водоудерживающей способности, так как результатом регрессии является статистическая функция распределения вероятностей случайной величины. Приведенная влажность (S_e), как функция

логарифма капиллярного давления почвенной влаги, рассчитывалась по формулам (3), в которых кумулятивная функция вероятности моделируется методом обобщенной линейной регрессии данных ГС.

Для моделирования серии кривых ОГХ, описывающих профиль лизиметра, была составлена скрипт-программа Matlab с циклическими вычислениями. Получены базовые ОГХ по 20–24 точкам (рис. 1). Коэффициенты масштабирования рассчитывались для каждого лизиметра в отдельности. С помощью обобщенной линейной регрессии осуществлялась подгонка кривой интегрального распределения вероятностей радиусов капилляров порового пространства к кумулятивным кривым гранулометрического состава. Минимизация целевой функции в используемой программе `glmfit(...)` позволяет определять параметры функций нормального распределения вероятностей. Вычислялись средние значения $\ln r_{m,i}$

и $\ln |\psi|_{m,i}$ и их дисперсии — σ_i^2 для дискретных глубин профиля ($i = 1, 2, \dots, N$); N — количество образцов в профиле. Предполагалось, что выборка образцов, представляющая лизиметр, репрезентативна и адекватно моделирует ту часть естественного почвенного слоя, где проводятся натурные наблюдения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнительный анализ ОГХ показал, что для лизиметра 7 параметры функции водоудержания имеют меньшие значения средних ($\ln |\psi|_{m,i}$) и (σ_i^2). Это означает, что почвенный каркас субстрата соответствует меньшему капиллярно-сорбционному давлению и разбросу радиусов капилляров порового пространства. Результаты моделирования функций ОГХ для всех слоев профиля приведены на рис. 1.

Из рис. 1с видно, что образцы лизиметра 4 (loam — суглинок) имеют более высокие значения $\ln |\psi|_{m,i}$ и σ_i^2 , чем другие лизиметры. Напротив, функция ОГХ лизиметра 3 имеет меньшее среднее $|\psi|_{m,i}$ с более узким распределением.

Коэффициенты масштабирования и параметры базовых ОГХ представлены в табл. 1. Масштабный коэффициент α_i для радиусов цилиндрических капилляров порового пространства определялся по формуле (4):

$$\alpha_{r,i} = r_{m,i}/r^*, \quad i = 1..N, \quad (4)$$

где i означает номер почвенного слоя, N — число слоев, r^* — параметр базовой кривой (среднее геометрическое на всем семействе функций ОГХ). Профиль лизиметра с вычисленными в каждом слое средними $r_{m,i}$, $\psi_{m,i}$ и дисперсии σ_i^2

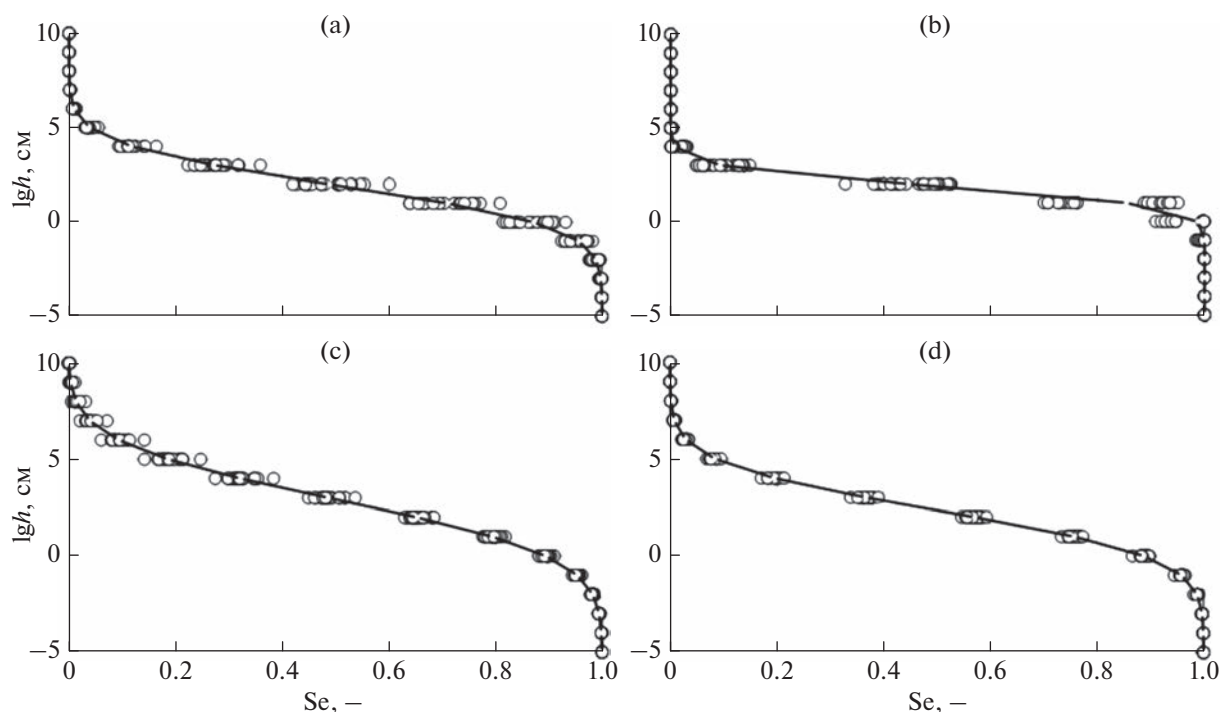


Рис. 1. Масштабирование водоудерживающей способности: а — лизиметр 6; б — 7; с — 4; д — 3; кружки — значения ОГХ, сплошные линии — базовые ОГХ как результат масштабирования.

моделирует подходящую для него некоторую реальную область естественного почвенного слоя, обладающего такими же гидрофизическими параметрами. При вертикальном ненасыщенном влагопереносе в реальной почвенной среде граничные условия от слоя к слою изменяются за счет изменения гидрофизических характеристик почвы. Осреднение этих изменений можно осуществлять с помощью базовой ОГХ (посредством масштабирования), что весьма важно при практическом применении моделирования передвижения влаги.

Было установлено, что коэффициенты масштабирования, сравнивающие водоудерживающую способность отдельных слоев с базовой ОГХ, распределены логнормально так же, как и радиусы почвенных капилляров [12, 20]. На рис. 2а приведена графическая интерпретация этого факта. С помощью статистической функции `normplot(...)` пакета MatLab визуализируется нормальность распределения вероятностей методом линеаризации [32].

На рис. 2б приведены дифференциальные функции распределения вероятностей (плотности распределения) для лизиметра 7, имеющего наиболее узкое распределение (табл. 1) с наименьшим значением σ^2 . Из рисунка очевидна неоднородность профиля с некоторым разделением ГС на две части. На кумулятивных кривых такого разделения не замечено (рис. 1б). Это связано с тем, что кривые накопления вероятностей сглаживают детали дифференциальной кривой ГС.

В программе HYDRUS-1D масштабирование используется для учета разброса гидрофизических параметров почв. Процесс масштабирования сопровождается преобразованием, связывающим текущее значение гидрофизических характеристик $\theta(\psi)$ и $K(\theta)$ отдельных слоев с эталоном [27, 29]. В коде HYDRUS-1D заложены три возможных варианта масштабирования: по почвенному давлению влаги, влажности и гидравлической проводимости. В настоящих исследованиях масштабирование осуществлялось по капиллярно-сорбционному давлению почвенной влаги (ψ):

$$\alpha_{\psi,i} = |\psi|_{m,i} / |\psi|^*, \quad (5)$$

где $\alpha_{\psi,i}$ — масштабный коэффициент капиллярно-сорбционного давления для i -го слоя, $|\psi|^*$ — эталонное значение для базовой ОГХ. Для оценки влияния масштабного эффекта на динамику перемещения влаги в ненасыщенном профиле были разработаны различные модели:

1) однородный почвенный профиль с усредненной водоудерживающей способностью в виде базовой ОГХ (параметры $|\psi|^*$ и σ^{2*} задавались по результатам масштабирования);

2) неоднородный профиль — почвенный профиль, состоящий из различных слоев мощностью 10 см, с параметрами $|\psi|_{m,i}$ и σ_i^2 , рассчитанными из данных ГС;

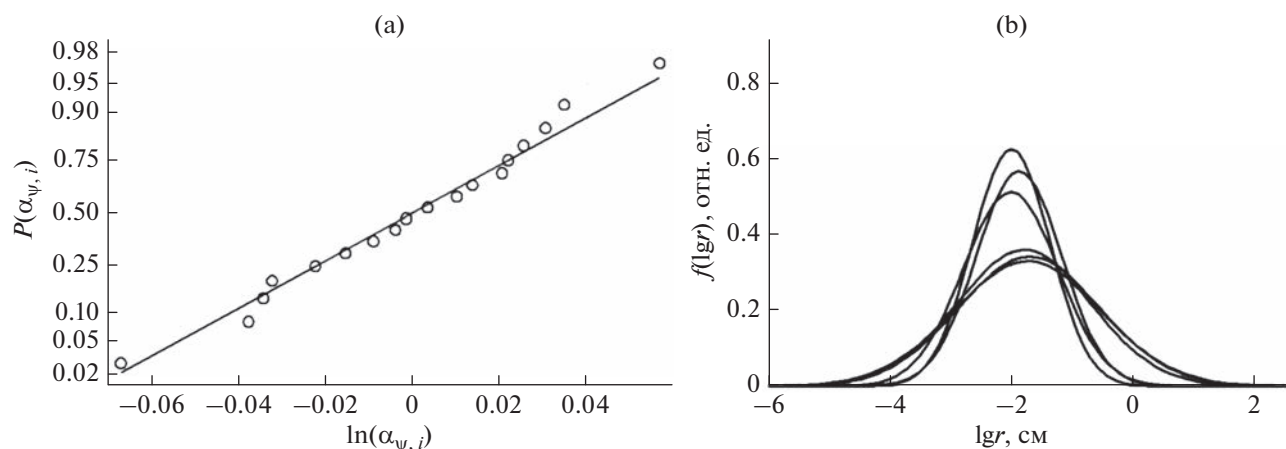


Рис. 2. Иллюстрация гипотезы о нормальном распределении вероятностей логарифмов коэффициентов масштабирования ОГХ по капиллярному почвенному давлению влаги (а); $P(\alpha_i)$ – кумулятивная функция распределения вероятностей для логарифмов коэффициентов масштабирования; функция плотности распределения вероятностей логарифмов радиусов почвенных капилляров для лизиметра 7 (б).

Таблица 1. Коэффициенты масштабирования и параметры базовых ОГХ

Параметр ОГХ	Глубина профиля, см									
	20	40	60	80	100	120	140	160	180	среднее
Лизиметр 3										
$\lg(\psi _{m,i})$	2.368	2.310	2.352	2.362	2.387	2.336	2.346	2.414	2.334	2.357
σ_i^2	0.841	0.815	0.851	0.821	0.857	0.893	0.819	0.845	0.830	0.841
α_i	1.001	0.977	0.994	0.999	1.009	0.988	0.992	1.021	0.987	—
$\alpha_i - \alpha^*$	0.001	-0.023	-0.006	-0.001	0.009	-0.012	-0.008	0.021	-0.013	—
Лизиметр 4										
$\lg(\psi _{m,i})$	2.611	2.615	2.699	2.557	2.596	2.625	2.602	2.551	2.670	2.614
σ_i^2	0.991	1.000	1.039	1.001	0.994	1.004	0.995	1.014	1.051	1.010
α_i	0.997	0.999	1.031	0.976	0.991	1.002	0.994	0.974	1.020	—
$\alpha_i - \alpha^*$	-0.003	-0.001	0.031	-0.024	-0.009	0.002	-0.006	-0.026	0.020	—
Лизиметр 6										
$\lg(\psi _{m,i})$	2.177	2.111	2.127	2.104	2.162	2.312	2.301	2.268	2.264	2.203
σ_i^2	0.743	0.809	0.792	0.755	0.800	0.715	0.734	0.707	0.696	0.750
α_i	0.994	0.963	0.971	0.960	0.987	1.055	1.050	1.035	1.033	—
$\alpha_i - \alpha^*$	-0.006	-0.037	-0.029	-0.040	-0.013	0.055	0.050	0.035	0.033	—
Лизиметр 7										
$\lg(\psi _{m,i})$	2.123	2.110	2.061	2.059	2.018	2.167	2.202	2.194	2.236	2.130
σ_i^2	0.484	0.492	0.537	0.511	0.439	0.320	0.321	0.297	0.329	0.414
α_i	0.991	0.984	0.962	0.961	0.942	1.011	1.028	1.024	1.043	—
$\alpha_i - \alpha^*$	-0.009	-0.016	-0.038	-0.039	-0.058	0.011	0.028	0.024	0.043	—

Примечание. σ^2 – дисперсия, $\lg(|\psi|_{m,i})$ – десятичный логарифм давления влаги в слое, α_i – коэффициент масштабирования i -слоя.

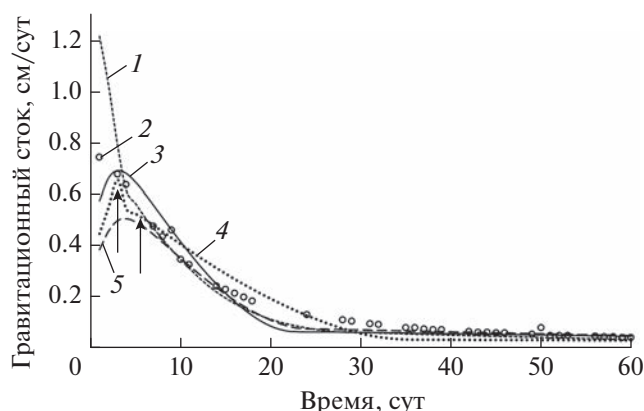


Рис. 3. Интенсивность гравитационного стока на лизиметре 7: 1 – масштабирование в среде HYDRUS-1D; 2 – данные наблюдений; 3 – базовая ОГХ; 4 – модифицированная модель [9]; 5 – неоднородный (слоистый) профиль.

3) масштабирование по алгоритму HYDRUS-1D – слоистый почвенный профиль с параметрами $|\psi|_{m,i}$ и σ_i^2 и коэффициентами масштабирования для каждого слоя;

4) модифицированная модель Терлеева [10] для варианта Косуги, учитывающего аддитивный параметр входа воздуха.

Моделирование влагопереноса в среде HYDRUS-1D проводилось для лизиметра 7 с использованием начально-краевых условий, собранных в период с 10.04.2018 по 19.07.2018 г. Данные по гравитационному стоку использовались для сравнения результатов моделирования. Нижнее граничное условие задавалось в виде свободного дренажа (Free Drainage), верхнее – определялось атмосферными условиями и было переменным (Atmospheric BC with surface layer). Растительность на лизиметре отсутствовала. В результате моделирования были построены зависимости интенсивностей гравитационного стока от времени наблюдений (рис. 3). Для сравнения рассчитывались кумулятивный гравитационный сток и среднеквадратическая ошибка для каждого варианта модели (табл. 2).

Результаты моделирования с использованием базовой ОГХ оказались более близкими к экспериментальным данным, чем другие модели

(RMSE = 0.0377 см/сут). Использование осреднения основных гидрофизических параметров почв по гранулометрическому составу расширяет круг задач с моделями ненасыщенного влагопереноса в неоднородных почвах с размытыми гидрофизическими характеристиками. Для определения чувствительности моделирования к осреднению ОГХ специально выбрали образец с наименьшим разбросом гидрофизических параметров (лизиметр 7). Рис. 3 указывает на некоторое расхождение между экспериментальными данными и результатами моделирования интенсивности гравитационного стока в начале процесса переноса влаги. Это связано со своеобразной динамикой перемещения воды в первые дни после выпадения осадков в достаточно насыщенной влагой почве, когда движение осуществляется по капиллярам больших размеров в режиме, близком к насыщению [25, 28]. Кроме того, HYDRUS-1D предъявляет довольно жесткие требования к корректности задания начально-краевых условий, что приводит к расхождению в начальный период наблюдений. С течением времени эта погрешность, как правило, уменьшается [2].

Если рассматривать динамику передвижения воды во времени, начиная от максимального насыщения в начале наблюдений, то рост скорости обусловлен включением более крупных капилляров в процесс переноса влаги при их освобождении от содержащегося в них воздуха и заполнения водой. По мере заполнения их число после достижения максимального значения будет падать, отражая тем самым капиллярную структуру порового пространства. Для кривых всех вариантов моделирования это следует из рис. 3, где также видно отличие результата моделирования с модифицированной функцией ОГХ Косуги (кривая 4), состоящее в том, что зависимость скорости влагопереноса имеет немонотонный характер с двумя точками перегиба. Этот результат может быть связан с гранулометрическим составом почвенного профиля лизиметра 7 с неоднородной раздвоенной плотностью вероятности распределения почвенных частиц, отмеченных на рис. 2в.

Преимуществом базовой ОГХ является компактность содержащихся в ней параметров. При моделировании влагопереноса в неоднородном профиле следует учитывать изменение этих пара-

Таблица 2. Кумулятивный гравитационный сток (10.04.2018–19.07.2018 гг.) и среднеквадратическая ошибка

Показатель	Лизиметр	Базовая ОГХ	Слоистый профиль	Масштабирование в Hydrus	Модифицированная модель [10]
Кумулятивный внутрипочвенный сток, см	11.80	12.01	11.04	12.11	11.59
RMSE, см/сут	—	0.0377	0.0633	0.0733	0.0546

метров за счет изменения ГС от слоя к слою. При численной реализации уравнения Ричардса в почвенной среде с многослойным профилем возникают проблемы, связанные с тем, что теряется устойчивость решений, затрудняется интерпретация результатов модели, возрастают ошибки численной реализации решения, наблюдается неудовлетворительная сходимость оптимизации целевой функции и т.п. В почвенном профиле для правильной настройки начальных и граничных условий необходимо выделять слои с резким изменением ГС. Метод масштабирования в таких случаях позволяет упростить разработку модели, усредняя неоднородность почвенной среды без снижения качества и ее адекватности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты доказывают эффективность масштабирования при моделировании переноса ненасыщенной почвенной влаги с учетом гранулометрической неоднородности среды. Неоднородность, связанная с гранулометрическим составом, определяющим основные гидрофизические свойства субстратов лизиметров, моделировалась с помощью масштабирования, осредняющего гидрофизические параметры посредством базовой ОГХ. Масштабирование (скейлинг), основанное на концепции Косуги, делает его физически обоснованным, так как базовая кривая водоудерживающей способности, осредняющая параметры гетерогенных почв, формируется непосредственно из гранулометрического состава с последующей обработкой распределения вероятностей логарифмов капиллярных радиусов порового пространства. Приведенная в статье концепция моделирования имеет адекватную теоретическую интерпретацию масштабирующего фактора, образующего опорную ОГХ для неоднородной по ГС почвы. Подобное масштабирование позволяет обосновать математическое моделирование влагопереноса в реальных сельскохозяйственных территориях с адекватным гидрофизическим описанием почвенного слоя. Это обстоятельство весьма важно в практическом отношении, особенно для задач мелиорации, изучения динамики водного баланса агроландшафтов, управления водными ресурсами в целом и т.п. Физическое масштабирование может быть использовано для теоретических исследований причин пространственной изменчивости почв.

На относительно однородных (гомогенных) участках почвенного горизонта такого усреднения не требуется. Тем не менее в работе показано, что даже для лизиметра с наименьшей дисперсией вероятностей распределений капилляров по размерам замечено увеличение точности моделирования с учетом осреднения ОГХ. Когда встречаются гетерогенные (неоднородные) почвы, то

необходимость использования базовой кривой водоудерживания более очевидна. Физическая обоснованность и адекватность масштабирования реальна, однако иногда требует дополнительных исследований, связанных с макроструктурой почв, которую следует учитывать при вертикальном дренаже в режимах, близких к насыщению.

Весьма важно в контексте уточняющих теоретических положений Ван Генухтена и Косуги, изложенных в работах [9, 10], на примерах модели MVG-КТ отметить, что подобные уточнения утверждают концепцию масштабирования. Это обусловлено тем обстоятельством, что гидрофизические параметры модели отражают скейлинг напрямую через гранулометрический состав. Изменение ОГХ при учете давления входа воздуха должно повлиять на форму базовой кривой водоудерживающей способности, что, естественно, приведет к деформации кривых водоудерживания и изменению результатов моделирования. Все это стимулирует дальнейшие исследования динамики влагопереноса в ненасыщенных почвах в режимах увлажнения и иссушения с учетом гистерезиса.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания 122020100450-9 “Разработка новой методологии оптимального управления биоресурсами в агроландшафтах засушливой зоны РФ с использованием системно-динамического моделирования почвенно-гидрологических процессов, комплексной оценки влияния климатических изменений и антропогенных нагрузок на агробиологический потенциал и лесорастительные условия”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов В.С., Анисимова Л.Н., Санжаров А.И., Фригидов Р.А., Дикарев Д.В., Корнеев Ю.Н., Коровин С.В., Саруханов А.В., Томсон А.В. Изучение подвижности и биологической доступности цинка в почве с использованием ^{65}Zn в условиях вегетационного лизиметрического эксперимента // Почвоведение. 2022. № 4. С. 428–444. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22040037>
2. Болотов А.Г., Шеин Е.В. Влияние верхнего граничного условия на точность расчета режима влажности почв в имитационном моделировании // Почвы — стратегический ресурс России: Тез. докл. VIII съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Школы молодых ученых по морфологии и классификации почв. Сыктывкар, 2021. С. 8–10.

3. Глобус А.М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 427 с.
4. Дмитриев Е.А. Понятие о неоднородности почв // Масштабные эффекты при исследовании почв. М., 2001. С. 8–39.
5. Мусеев К.Г., Терлеев В.В. Применение фрактального моделирования в гидрофизике почв // Таврический вестник аграрной науки. 2022. № 3(31). С. 125–136.
6. Салугин А.Н., Балкушкин Р.Н. Масштабирование гидрофизических свойств почвогрунтов крупногабаритных лизиметров ФНЦ агроэкологии РАН // Почвенно-экологические исследования окружающей среды лизиметрическими методами. М., 2021. С. 113–121.
7. Салугин А.Н., Мелихова Е.В., Рыжова Т.А. Масштабирование гидрофизических характеристик почвогрунтов // Российская сельскохозяйственная наука. 2022. № 1. С. 8–12.
<https://doi.org/10.31857/S2500262722020028>
8. Смагин А.В. К термодинамической теории водоудерживающей способности и дисперсности почв // Почвоведение. 2018. № 7. С. 836–851.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18070092>
9. Терлеев В.В., Гиневский Р.С., Лазарева В.А., Топаж А.Г., Дунаева Е.А. Функциональное представление водоудерживающей способности и относительной гидравлической проводимости почвы с учетом гистерезиса // Почвоведение. 2021. № 6. С. 715–724.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21060149>
10. Терлеев В.В., Мишель В., Баденко В.Л., Гусева И.Ю. Усовершенствованный метод Муалема-Ван Генухтена и его верификация на примере глинистой почвы Бейт Нетофа // Почвоведение. 2017. № 4. С. 457–467.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1704013X>
11. Шеин Е.В. Теоретические основы гидрологии почв в трудах А.А. Роде и современные подходы к описанию движения и равновесия влаги в почвах // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2016. № 83. С. 11–21.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-83-11-21>
12. Ahuja L.R., Williams R.D. Scaling water characteristic and hydraulic conductivity based on Gregson-Hector-McGowan approach // Soil Sci. Soc. Am. J. 1991. V. 55. № 2. P. 308–319.
<https://doi.org/10.2136/SSSAJ1991.03615995005500020002X>
13. Brooks R.H., Corey A.T. Hydraulic properties of porous media // Hydrology Paper. 1964. V. 3. P. 1–27.
14. Dobson A. An introduction to generalized linear model. CRC Press LLC, 2002. 221 p.
15. Gardner W.R. Representation of soil aggregate-size distribution by a logarithmic-normal distribution // Soil Sci. Soc. Am. J. 1956. V. 20. № 2. P. 151–153.
<https://doi.org/10.2136/SSSAJ1956.03615995002000020003X>
16. Fernandez-Galvez, J., Pollacco J., Lilburne L., McNeill S., Garrick S., Lassabatere L., Angulo-Jaramillo R. Deriving physical and unique bimodal soil Kosugi hydraulic parameters from inverse modelling // Adv. Water Resources. 2021. V. 153.
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2021.103933>
17. Kosugi K. Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention // Water Resources Research. 1994. V. 30. № 4. P. 891–901.
<https://doi.org/10.1029/93WR02931>
18. Kosugi K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties // Water Resources Research. 1996. V. 32. № 9. P. 2697–2703.
<https://doi.org/10.1029/96WR01776>
19. Kosugi K. A new model to analyze water retention characteristics of forest soils based on soil pore-radius distribution // J. Forest Research. 1997. V. 2. P. 1–8.
<https://doi.org/10.1007/BF02348255>
20. Kosugi K., Hopmans J.W. Scaling water retention curves for soils with lognormal pore-size distribution // Soil Sci. Soc. Am. J. 1998. V. 62. P. 1496–1506.
<https://doi.org/10.2136/SSSAJ1998.03615995006200060004X>
21. Miller E.E., Miller R.D. Physical theory for capillary flow phenomena // J. Appl. Phys. 1956. V. 27. P. 324–332.
<https://doi.org/10.1063/1.1722370>
22. Nasta P., Romano N., Assouline S., Vrugt J., Hopmans J.W. Prediction of spatially variable unsaturated hydraulic conductivity using scaled particle-size distribution functions // Water Resources Research. 2013. V. 49. P. 4219–4229.
<https://doi.org/10.1002/wrcr.20255>
23. Nimmo J.R. Modeling structural influences on soil water retention // Soil Sci. Soc. Am. J. 1997. V. 61. P. 712–719.
<https://doi.org/10.2136/SSSAJ1997.03615995006100030002X>
24. Pachepsky Ya.A., Shcherbakov R.A., Korsunskaya L.P. Scaling of soil water retention using a fractal model // Soil Sci. Soc. Am. J. 1995. V. 59. P. 99–104.
<https://doi.org/10.1097/00010694-199502000-00003>
25. Pollacco J.A.P., Nasta P., Soria-Ugalde J.M., Angulo-Jaramillo R., Lassabatere L., Mohanty B., Romano N. Reduction of Feasible Parameter Space of the Inverted Soil Hydraulic Parameter Sets for Kosugi Model // Soil Sci. Soc. Am. J. 2013. V. 178. № 6. P. 267–280.
<https://doi.org/10.1097/SS.0b013e3182a2da21>
26. Pollacco J.A.P., Web T., McNeill S., Hu W., Garrick S., Hewitt A., Lilburne L. Saturated hydraulic conductivity model computed from bimodal water retention curves for a range of New Zealand soils // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2017. V. 21. P. 2725–2737.
<https://doi.org/10.5194/HES-21-2725-2017>
27. Rassam D., Simunek J., Mallants D., van Genuchten M.Th. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media // Tutorial. Adelaide: CSIRO Land and Water, 2018. P. 183.
28. Romano N., Nasta P. How effective is bimodal soil hydraulic characterization? Functional evaluations for predictions of soil water balance // Eur. J. Soil Sci. 2016. V. 67. P. 523–535.
<https://doi.org/10.1111/ejss.12354>
29. Simunek J., Sejna M., Saito H., Sakai M., van Genuchten M.Th. The Hydrus-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.17,

- HYDRUS Software Series 3. Riverside: Department of Environmental Sciences. University of California Riverside, 2013. 342 p.
30. *Van Genuchten M.Th.* A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1980. V. 44. P. 892–898. <https://doi.org/10.2136/SS-SAJ1980.03615995004400050002X>
31. *Van Lier Q de J., Pinheiro E.A.R.* Regarding a Common Misinterpretation of the Van Genuchten α Parameter // *Article in Revista Brasileira de Ciência do Solo.* 2018. V. 42. P. 1–5. <https://doi.org/10.1590/18069657RBCS20170343>
32. MathWorks [Электронный ресурс]. URL: https://www.mathworks.com/?s_tid=gn_ (дата обращения 05.09.2022).

Vertical Moisture Transfer Investigation on Lysimeters Taking into Account Substrates Granulometric Heterogeneity

A. N. Salugin¹, and R. N. Balkushkin¹, *

¹*Federal Scientific Centre of Agroecology, Complex Melioration and Protective Afforestation of the Russian Academy of Sciences, Volgograd, 400062 Russia*

**e-mail: balkushkin_r@vfanc.ru*

The issues of soil-hydrophysical support of mathematical models of moisture movement, taking into account the heterogeneity of the soil, due to the spatial change in texture, are considered. The processes of vertical movement of moisture on large-sized lysimeters of the Federal Scientific Center of Agroecology of the Russian Academy of Sciences (Volgograd) were studied. The influence of statistical heterogeneity of hydrophysical parameters of lysimeter substrates was studied on models of moisture transfer dynamics and formation of gravity flow developed in the environment of the HYDRUS-1D software package. The change in texture along the vertical profile of the lysimeters and the related variability of the main hydrophysical characteristic (WRC) were taken into account. The granulometric heterogeneity of the substrates was estimated by the scaling method, according to the scale factors of the WRC parameters, assuming a normal probability distribution of the logarithms of the pore space capillary radii between soil particles. The effect of texture on water-holding capacity, boundary and initial conditions, intensity of gravity runoff and cumulative accumulation of moisture was studied.

Keywords: scaling, moisture transfer, the main hydrophysical characteristic, lysimeters

УДК 631.4

КИНЕТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СПОСОБНОСТИ К БИОДЕГРАДАЦИИ ГЕЛЬФОРМИРУЮЩИХ ПОЧВЕННЫХ КОНДИЦИОНЕРОВ В ИНКУБАЦИОННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ С ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ МОНИТОРИНГОМ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА

© 2023 г. А. В. Смагин^{a, b, *} (ORCID: 0000-0002-3483-3372), Н. Б. Садовникова^{a, b}, Е. А. Беляева^b,
К. В. Корчагина^b, А. А. Кокорева^{a, b}, В. Н. Кривцова^{a, b}

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

^bИнститут лесоведения РАН, ул. Советская, 21, Успенское, 143030 Россия

*e-mail: smagin@list.ru

Поступила в редакцию 23.05.2023 г.

После доработки 13.07.2023 г.

Принята к публикации 14.07.2023 г.

Количественное изучение способности полимерных почвенных кондиционеров к биодegradации необходимо для обоснованного прогноза их устойчивости и функционирования в почвах. Предложен новый методологический подход на базе инструментального оборудования PASCO (США), позволяющего регистрировать непрерывные кинетические кривые эмиссии CO₂ в лабораторных экспериментах по инкубации композитных гелеформирующих почвенных кондиционеров. Выявлены несколько характерных типов респирационных кривых и предложены новые физически обоснованные модели для их описания с последующим расчетом периодов полураспада композитных гидрогелей. Впервые показана возможность быстрой биодegradации почвенных кондиционеров – суперабсорбентов влаги на основе полимерной акриловой матрицы, традиционно считающихся не биодegradабельными, при введении в их жидкую фазу биологически активного компостного экстракта. При такой обработке, приближающей лабораторные эксперименты к реальным почвенным условиям, периоды полураспада как известных европейских суперабсорбентов Aquasorb, Zeba, так и российских гидрогелей Aquapastus снижались на порядок от исходных значений 2–6 лет до 0.1–0.3 года. На практике это может негативно сказываться на рентабельности применения таких материалов для кондиционирования почв из-за их быстрого разрушения и потери функциональности. Внедрение ионов серебра в инновационные композитные суперабсорбенты Aquapastus в дозе 0.1% или 10 ppm в набухших гелевых структурах эффективно снижает их биодegradацию, пролонгируя период полураспада до 10 лет и более, что вдвое превышает немецкий стандарт DüMV 05.12.12 к устойчивости полимерных мелиорантов.

Ключевые слова: эмиссия CO₂, гелевые суперабсорбенты, период полураспада, процессное моделирование

DOI: 10.31857/S0032180X23600932, **EDN:** DQVQXA

ВВЕДЕНИЕ

Синтетические и комбинированные гелеформирующие почвенные кондиционеры успешно используются в современной земледелии и ландшафтном дизайне для оптимизации водоудерживающей способности и влагопроводности почв, создания водоустойчивой агрегатной структуры, защиты от водной и ветровой эрозии, а также в качестве агентов для систем с контролируемым высвобождением агрохимикатов и средств защиты растений в ризосфере [4, 9–11, 28, 30, 39–41, 53]. Небольшие эффективные дозы таких кондиционеров (0.05–0.3%) в 10 или даже в 100 раз ниже по сравнению с традиционными почвенными мели-

орантами, обеспечивают их высокую потенциальную рентабельность не только при непосредственном применении, но и в логистике [5, 6, 15, 34, 40]. Такие дозы способны увеличивать водоудерживающую способность почв в 3–5 раз, диапазон доступной влаги в 1.5–2 раза, сокращать физическое испарение в 1.3–3 раза и непродуктивные потери при инфильтрации до 2–10 раз [5, 6, 8, 15, 34, 40–42, 48, 51]. Аналогичные и меньшие дозы гелеформирующих полимерных материалов прочно агрегируют частицы почвы и защищают их от водной и ветровой эрозии [25, 34, 51].

Однако большинство подобных оценок дается для лабораторных испытаний гелеформирующих

почвенных кондиционеров, тогда как в реальной биологически и биохимически активной почвенной среде присутствуют факторы, способные лимитировать эффективность таких материалов. Наиболее серьезным и не учитываемым в должной мере фактором является биodeградация полимерных суперабсорбентов [3, 25, 27, 37, 38, 43, 45, 47, 52]. Ранее [37] на основе термодинамического анализа динамики водоудерживания легких почв под воздействием радиационно-сшитого полиакриламида (ПАА) выявлено значительное (от 30–50% и более) сокращение влагоемкости образцов в диапазоне давлений 0–1000 кПа (метод центрифугирования) в процессе 6-месячного инкубационного эксперимента при разных температурах от 20 до 37°C. Фактически аналогичные результаты были получены для иранского акрилового суперабсорбента Super AB, A-200 в полевых лизиметрических экспериментах с последующим термодинамическим анализом кривых водоудерживания в диапазоне 0–1600 кПа (метод мембранного пресса) в исследовании [8]. Однако в этом исследовании авторы, по-видимому, руководствуясь традиционной точкой зрения об устойчивости к биodeградации таких материалов, не стали связывать потери в водоудерживании с биодеструкцией суперабсорбента, ограничившись широким понятием “старение” материала и супрессией его набухания под действием внешнего (литологического) давления или осмотического стресса со стороны электролитов порового раствора. Но в последнее время все больше исследователей склоняется к мысли об условности традиционного деления суперабсорбентов на “биоразлагаемые” (обычно биополимеры-полисахариды и композитные гели на их основе) и устойчивые к биodeградации (обычно синтетические акриловые, акриламидные, акрилонитриловые и другие полимеры), подчеркивая потенциальную значимость биodeградации в поведении обоих классов гелеформирующих суперабсорбентов в почвах [4, 9, 11, 28, 30, 37, 38, 43].

Цель работы – инструментальная оценка биodeградации композитных гелеформирующих почвенных кондиционеров с акриловой полимерной матрицей в полностью автоматизированном инкубационном эксперименте на базе оборудования PASCO (США) для мониторинга эмиссии диоксида углерода. Это методологическое исследование продолжает предыдущую разработку на базе кинетической оценки биологического потребления кислорода (БПК) при длительной инкубации гидрогелей с использованием системы автоматических манометрических анализаторов БПК для почв (Velp Respirometric Sensor System 6 for Soils) итальянской компании VELP [43]. Основные задачи включали адаптацию нового оборудования к исследованиям биodeградации гелеформирующих почвенных кондиционеров,

получение и типизацию экспериментальных кинетических кривых эмиссии CO₂ в процессе инкубации гелей, разработку их физически обоснованных моделей для адекватного описания экспериментальных данных и расчета базовых показателей биodeградации в виде периодов полураспада исследуемых материалов, а также проведение сравнительной оценки устойчивости гелей к биodeградации в зависимости от их состава и условий инкубации.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследовали полимерные композиционные гелеформирующие материалы для кондиционирования почв, синтезированные в РФ (патенты RU № 2726561, RU 2639789) под торговой маркой Aquapastus [39]. В их состав входили акриловые сополимеры на основе акриламида и солей акриловой кислоты, а также различные наполнители синтетической полимерной матрицы в виде отходов биокаталитического производства акриламида, диспергированного торфа, солей гуминовых кислот и различные технологические добавки, например, микроэлементы, стимуляторы роста или биоциды. В качестве сшивающего агента использовали метилен-бис-акриламид. Водопоглощение инновационных продуктов при свободном набухании в дистиллированной воде варьировало от 340 до 500 кг/кг для гранул размером около 1 мм. Гидрогель Aquapastus-11 (A11) представляет собой базовый сополимер акриламида и акрилата аммония, заполненный (28%) твердыми отходами биокаталитического производства акриламида в виде смеси микробных клеток, клеточных агломератов и фильтроперлита. Его модификация включала внедрение 0.1% добавки ионов серебра (гель A11-Ag) с предположительной целью ингибирования биodeградации композита. Два других опытных материала A22 и A22-Ag из линейки инновационных российских гидрогелей Aquapastus, наряду с сополимером акриламида и акрилатом натрия, содержали мелкодисперсный торф в качестве наполнителя (23.5%) и 0.1% ионного серебра, встроенного в полимерную матрицу. Необходимая для количественной оценки биodeградации гелей информация об их гигроскопичности и содержании углерода, полученная стандартным весовым методом и сжиганием в кислородной смеси с использованием С-анализатора АН-7529, представлена в табл. 1.

Инновационные российские почвомодификаторы сравнивали друг с другом, а также с известными международными брендами суперабсорбентов Aquasorb (SNF-group, <https://www.snf-group.com>) и Zeba (UPL-group, <https://www.upl-ltd.com>) на основе полиакриламида, акриловой кислоты и крахмала. Подробные описания синтеза, состава и результатов предварительных лабо-

Таблица 1. Состав и свойства гелеформирующих почвенных кондиционеров

Название	Состав	C, %	W_h , %
Aquasorb	АкК, ПАА	39.5 ± 0.5	32 ± 3
Zeba	ПАА, АкК, крахмал	46.6 ± 0.7	11 ± 5
A11	АкAm, ПАА, отходы биокатализа ПАА	45.0 ± 0.6	30 ± 2
A11-Ag	АкAm, ПАА, отходы биокатализа ПАА, серебро	45.0 ± 0.4	30 ± 4
A22	АкNa, ПАА, торф	47.5 ± 0.5	31 ± 2
A22-Ag	АкNa, ПАА, торф, серебро	47.5 ± 0.3	35 ± 3

Примечание: ПАА — полиакриламид, АкК, АкNa, АкAm — акрилаты калия, натрия и аммония; C — содержание углерода, W_h — гигроскопическая влага.

раторных испытаний композитов Aquapastus по сравнению с Aquasorb и другими зарубежными брендами для кондиционирования почв представлены в предыдущих публикациях [39, 41] и патентах RU №2726561, RU 2639789.

Перед инкубационными экспериментами из воздушно-сухих препаратов массой 400 мг были получены набухшие гелевые структуры в соотношении 1 : 100 массы абсолютно сухого геля и жидкой фазы. Использовали два типа жидкой фазы — чистая дистиллированная вода и дистиллированная вода с водным экстрактом из компоста, состоящего из гниющих овощей и фруктов (картофель, лук, яблоки, виноград, апельсины) с почвенным перегноем. Гелевые структуры помещали в герметизируемые инкубационные флаконы со свободным объемом 200 мл и встроенным беспроводным цифровым датчиком углекислого газа PS-3208 (PASCO Scientific, США, <https://www.pasco.com>), позволяющим осуществлять непрерывный мониторинг эмиссии CO_2 в процессе инкубационного эксперимента. Закрытые флаконы с гелями и настроенными на отбор показаний через каждые 5 мин датчиками PS-3208 устанавливали в термостат Binder ED023-230V (Германия) и экспонировали в течение 24–72 ч при постоянной температуре 30°C, оптимальной для аэробной биodeградации.

По завершении эксперимента датчик через USB-порт присоединяли к компьютеру и с помощью программного обеспечения PASCO данные о динамике CO_2 считывали из памяти датчика и экспортировали в электронные таблицы MS Excel для дальнейшей математической и статистической обработки, а также подготовки иллюстративного материала. Аппроксимацию экспериментальных кривых предложенными в исследовании физически-обоснованными моделями кинетики микробного роста и эмиссии CO_2 с необходимой статистической оценкой параметров аппроксимации осуществляли в программе S-Plot 11 на базе приложения “Regression Wizard” для нелинейной регрессии.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Типы кинетических кривых и их физически обоснованное моделирование. На рис. 1 приведены основные типы кривых динамики концентрации диоксида углерода в процессе инкубации гелеформирующих почвенных кондиционеров. Наиболее распространенный тип 1 представлен выпуклой кривой с быстрым увеличением концентрации CO_2 на начальной стадии инкубации и последующим постепенным замедлением с выходом на постоянный (квазилинейный) небольшой прирост в конце эксперимента. Такая форма может быть объяснена ингибированием скорости биodeградации недостатком кислорода при его расходе в закрытом для газообмена флаконе [23, 32, 43].

Более сложная форма кинетических кривых наблюдалась у типа 2 со сменой вогнутого участка на выпуклый по мере аккумуляции CO_2 во времени. Начальный участок с замедленной скоростью прироста CO_2 нередко интерпретируется как лаг-фаза развития микробной популяции, разлагающей органический субстрат [2, 23]. После лаг-фазы наступает активный рост колонии с быстрой деструкцией органического субстрата и эмиссией CO_2 . Лимитирование кислородом, а возможно и синхронное ингибирование микроорганизмов избытком CO_2 замедляют их рост и биodeградацию субстрата, поэтому кинетическая кривая приобретает выпуклую форму с квазилинейным небольшим приростом концентрации CO_2 на заключительной стадии эксперимента по аналогии с кривыми 1 типа.

Наиболее редкий тип 3 характеризовался постоянным (квазилинейным) приростом содержания CO_2 в инкубаторе на протяжении всего эксперимента. Он может быть объяснен как краткостью эксперимента, так и податливостью к биodeградации изучаемого органического субстрата с интенсивным выделением CO_2 без существенного эффекта ингибирования этого процесса.

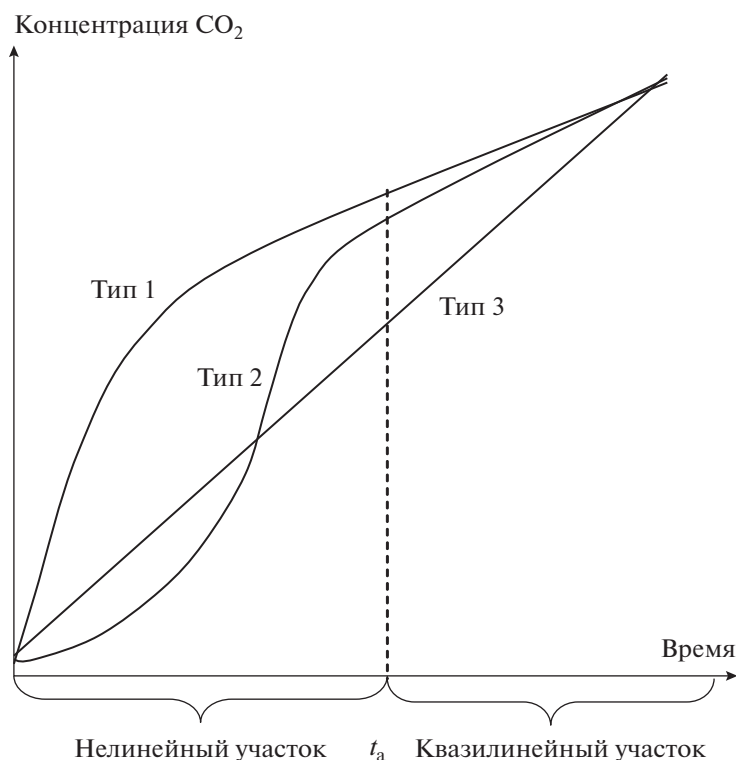


Рис. 1. Типы кинетических кривых эмиссии диоксида углерода при инкубации гельформирующих почвенных кондиционеров (пояснения в тексте).

В литературе по моделированию биodeградации известны указанные выше типы кинетических кривых, и для их количественного описания предложен ряд эмпирических моделей [7, 23]. Наиболее известная модель [23] способна достаточно адекватно аппроксимировать как первый, так и второй тип кинетических кривых:

$$C(t) = \begin{cases} 0 & \text{для } t \leq t_0 \\ a(1 - \exp(-b(t - t_0))) & \text{для } t > t_0 \end{cases}, \quad (1)$$

где $C(t)$ — содержание CO_2 в инкубаторе в зависимости от времени (t), t_0 — время задержки до начала интенсивного выделения CO_2 (лаг-фаза), a — асимптота кинетической кривой или максимально возможное количество CO_2 , которое может быть достигнуто при длительной инкубации материала, способного к биodeградации. Эта модель описывает лишь выпуклую форму кривых биodeградации, полностью игнорируя участок лаг-фазы, поэтому для кривых 2 типа ее применение получается весьма условным. Также в отличие от прогноза по модели (1) реально наблюдаемые кинетические кривые всех трех типов имели на последней стадии инкубации вместо асимптотического конечного значения a четко выраженный квазилинейный участок с постоянной скоростью прироста CO_2 . Такая специфика экспериментальных данных и недостатки известных эмпири-

ческих уравнений для их описания потребовали разработки новых, физически обоснованных кинетических моделей биodeградации органических гельформирующих субстратов применительно к условиям изотермической инкубации в закрытой по массообмену системе.

Ключевая идея разработки состояла в разбиении кривой биodeградации на два участка — быстрой (нелинейной) и медленной (квазилинейной) стадий с условной границей по времени между ними (t_a) и поэтапном кинетическом описании моделируемой кривой линейной комбинацией наиболее адекватных каждому участку кинетических моделей. Для описания кривых первого типа на начальном участке ($t \leq t_a$) воспользуемся результатами предшествующей работы по кинетике БПК в аналогичных инкубационных экспериментах для оценки биodeградации гельформирующих почвенных кондиционеров [43]. Поскольку скорость БПК и выделения CO_2 линейно связаны через молярное соотношение этих газов и реакции аэробной биodeструкции органического материала, кинетическая модель динамики БПК [43] может быть адаптирована к процессу выделения CO_2 в закрытом флаконе в следующем виде:

$$\frac{dC}{dt} = k(K - C), \quad (2)$$

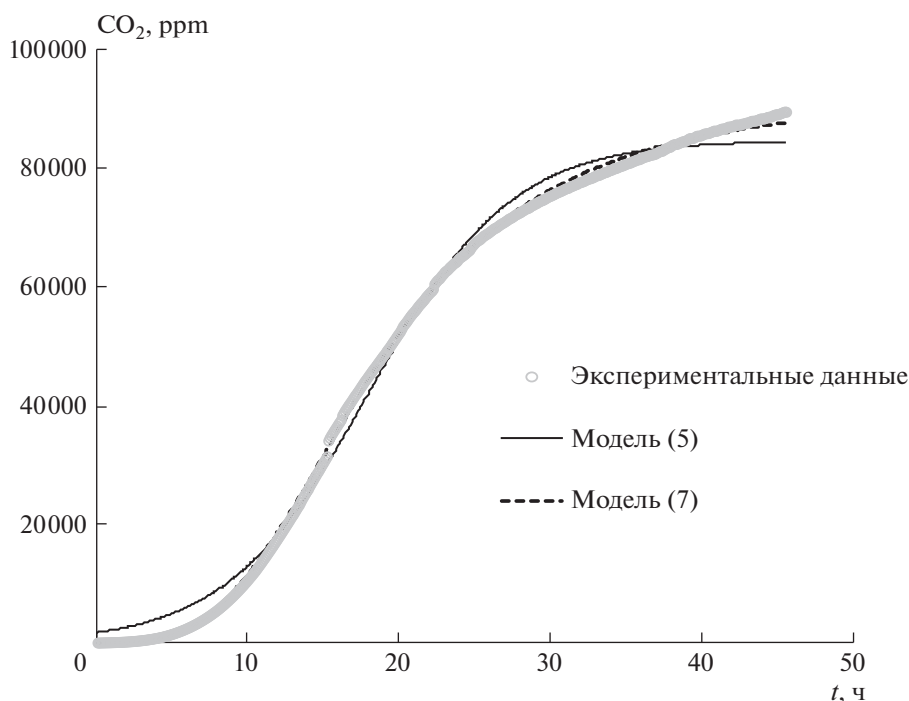


Рис. 2. Пример аппроксимации нелинейного участка кинетической кривой эмиссии CO_2 второго типа сигмоидами (5) и (7) для гидрогеля Aquasorb с компостным экстрактом.

где C , K — текущее и предельное содержание CO_2 в замкнутом объеме флакона для инкубации, г/м^3 ; k — кинетическая константа процесса биодegradации на быстрой стадии, ч^{-1} . Дифференциальное уравнение (2) моделирует постепенное замедление скорости биодegradации органического материала и выделения CO_2 вплоть до нуля при достижении предельного уровня диоксида углерода (K) или, соответственно, максимального БПК, согласно [43]. Решением (2) при допущении незначительного (близкого к нулю) начального содержания CO_2 в атмосфере инкубатора является экспоненциальная функция (3), описывающая динамику накопления CO_2 в закрытом инкубаторе:

$$C_{(t)} = K(1 - \exp(-kt)). \quad (3)$$

С математической точки зрения уравнение (3), очевидно, тождественно эмпирической модели (1) [23] при отсутствии лаг фазы ($t_0 = 0$).

Более сложная форма кривой второго типа предполагает наличие замедления (лаг-фазы) с последующим быстрым ростом эмиссии CO_2 на начальном участке ($t \leq t_a$). Обычно подобная S-образная кривая является следствием кинетики 2 порядка с ограничением роста микроорганизмов-деструкторов экологической «емкостью среды» по классической модели Ферхюльста–Перла [19]:

$$\frac{dC}{dt} = rC \left(1 - \frac{C}{K}\right), \quad (4)$$

где K — параметр «емкости среды» в пересчете на предельное содержание диоксида углерода, г/м^3 ; r — мальтузианский параметр роста (кинетическая константа), ч^{-1} . Аналитическое решение этой модели дает логистическую функцию следующего вида:

$$C_{(t)} = \frac{K}{1 + Q \exp(-rt)}, \quad (5)$$

где Q — безразмерный показатель, связанный с начальными условиями роста колонии микроорганизмов. Проверка адекватности уравнения (5) для описания кривых 2 типа на участке ($t \leq t_a$) выявила расхождения экспериментальных и модельных данных (рис. 2, табл. 2). Однако небольшая модификация классической модели Ферхюльста–Перла привела к качественно новому виду сигмоид, оказавшихся более адекватными для описания экспериментальных кривых 2 типа. Такая модификация предполагала дополнительное замедление скорости роста микроорганизмов-деструкторов обратно пропорционально времени эксперимента:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{r}{t} C \left(1 - \frac{C}{K}\right). \quad (6)$$

Физическое объяснение подобной нелинейной кинетики для биодegradации органических

Таблица 2. Качество аппроксимации сигмоидами (5) и (7) кинетической кривой второго типа для гидрогеля Aquasorb

Параметры			Статистические показатели	
K , ppm	Q	r , ч ⁻¹	R^2	s , ppm
84816 ± 222	46.4 ± 1.7	0.21 ± 0.01	0.985	2525
Модель (5)				
92712 ± 147	11102 ± 392	3.19 ± 0.01	0.999	794
Модель (7)				

Примечание. Параметры достоверны на уровне p -value < 0.0001 при выборке $n = 547$.

субстратов дается в монографии [1] степенной связью кинетической константы с концентрацией субстрата в исходном автономном уравнении (классическая модель Мозера [1]). Аналитическое решение модели (6) дает семейство сигм-ид, среди которых наиболее подходящей для описания экспериментальных кинетических кривых 2 типа оказалась функция (7):

$$C_{(t)} = \frac{Kt^r}{Q + t^r} = \frac{K}{1 + Qt^{-r}}, \quad (7)$$

где Q – константа интегрирования на отрезке $t > 0$. На рис. 2 и в табл. 2 приведен пример аппроксимации кривой 2 типа у почвенного кондиционера Aquasorb сигмоидами (5) и (7) на участке ($t \leq t_a$), из которого видно, что функция (7) лучше соответствует экспериментальным данным с более высоким коэффициентом детерминации (R^2) и трехкратным снижением стандартной ошибки аппроксимации (s).

Медленный (квазилинейный) участок кинетических кривых при $t > t_a$ адекватно аппроксимируется уравнением прямой с постоянным угловым коэффициентом, отражающим скорость прироста содержания диоксида углерода во флаконе для инкубации. Поскольку функции (3) и (7) имеют пределом константу K , для объединения нелинейного (быстрого при $t \leq t_a$) и квазилинейного (медленного при $t > t_a$) участков кинетических кривых удобно использовать алгебраическую сумму этих функций с уравнением прямой. При этом для сравнения разных по временным масштабам и уровню накопленного CO_2 кривых был проведен их скейлинг с вводом безразмерных переменных концентрации CO_2 ($y = C/C_{\max}$) и времени ($x = t/t_{\max}$), где $C_{\max}$, $t_{\max}$ – максимальные значения содержания CO_2 и времени продолжительности эксперимента соответственно. В этом случае для описания кривых 1 типа во всем диапазоне комбинация уравнения (3) с уравнением прямой в безразмерном виде дает функцию (8):

$$y_{(x)} = a(1 - \exp(-bx)) + (1 - a)x, \quad (8)$$

где $a = K/C_{\max}$, $b = t_{\max}k$ – безразмерные концентрационный и кинетический параметры модели.

По аналогии для скейлинговых кинетических кривых 2 типа получаем аппроксимирующую модель (9):

$$y_{(x)} = \frac{a}{1 + \left(\frac{x}{x_0}\right)^{-r}} + (1 - a)x, \quad (9)$$

где $a = K/C_{\max}$, $x_0 = Q^{-(1+r)}/t_{\max}$ – безразмерные константы.

Новые модели (8), (9) удобно использовать не только для описания кинетических кривых динамики CO_2 в инкубационных экспериментах, но и для оценки по ним способности к биодegradации исследуемых гeльформирующих материалов. Традиционно показателем интенсивности биодegradации является период полураспада ($T_{0.5}$) органического вещества или время разложения половины его исходного количества [32]. В первом (линейном) приближении период полураспада можно рассчитать по данным о проценте разложения (потери массы) органического материала ($D\%$) за известное время инкубации (T_D) по следующей формуле [38]:

$$T_{0.5} = T_D \frac{\ln(2)}{[\ln(100) - \ln(100 - D\%)]}. \quad (10)$$

Если по кинетическим кривым оценен безразмерный показатель (a) в моделях (8) и (9), не сложно перевести его в удельную скорость эмиссии диоксида углерода (A , г $\text{CO}_2/(\text{м}^3\text{сут})$) на последней (квазилинейной) стадии биодegradации с постоянной интенсивностью, установившейся после развития микробной популяции организмов-деструкторов:

$$A = \frac{24(1 - a)K}{t_{\max}}, \quad (11)$$

где K , г $\text{CO}_2/\text{м}^3$; $t_{\max}$ – нормирующие характеристики максимального содержания диоксида углерода и продолжительности инкубационного эксперимента, ч; 24 – коэффициент перевода часов в

сутки. Величина K ($\text{гСО}_2/\text{м}^3$) оценивается из закона состояния идеального газа по формуле [38]:

$$K = \frac{X_{ppm}PM}{10^6 RT}, \quad (12)$$

где X_{ppm} — определяемое газоанализатором PASCO максимальное объемное содержание CO_2 в инкубаторе, выраженное в ppm, P — атмосферное давление, Па; T — температура инкубации, К; $R = 8.314 \text{ Дж}/(\text{моль К})$ — универсальная газовая постоянная, $M = 44 \text{ г/моль}$ — молярная масса диоксида углерода.

Тогда процент разложения материала на установившейся медленной стадии биodeградации находится как:

$$D\% = \frac{12}{44} \frac{AV \times 100 \times (100 + W_h)}{m_0 C_{\text{орг}}\%}, \quad (13)$$

где V — объем воздушного пространства флакона, м^3 ; $C_{\text{орг}}$ — процентное содержание органического углерода в инкубируемом материале, %; m_0 — масса воздушно-сухой навески материала, г; W_h — процентное содержание в нем гигроскопической влаги, %; $12/44$ — переводной коэффициент, учитывающий массовую долю углерода в CO_2 . Подставляя значение $D\%$ в формулу (10) и учитывая, что для него параметр $T_D = 1$ сут, находим период полураспада исследуемого материала. Отметим, что учет гигроскопической влажности в расчетах величин $D\%$ и $T_{0.5}$ крайне важен для суперабсорбентов, поскольку они являются высокогигроскопичными материалами со значениями W_h от 30% и выше [42].

Наряду с вышеизложенной оценкой по моделям (8), (9), использовали дополнительные варианты определения $T_{0.5}$ в форме потенциального диапазона этой величины $T_{0.5}^{\min} - T_{0.5}^{\max}$. Нижняя граница этого диапазона ($T_{0.5}^{\min}$) определялась по массе CO_2 , выделенного за весь период эксперимента, включая и быструю стадию ($t \leq t_a$), что дает следующую формулу для расчета процента разложения:

$$D\% = \frac{12}{44} \frac{(C_{\max} - C_0) \cdot V \cdot 100 \cdot (100 + W_h)}{m_0 C_{\text{орг}}\%}, \quad (14)$$

где C_0 , $C_{\max}$ — начальная (атмосферная) и конечная (максимальная) концентрация CO_2 в инкубаторе, $\text{г СО}_2/\text{м}^3$. Подстановка определенной по уравнению (14) величины $D\%$, наряду со значением времени эксперимента $T_D = t_{\max}$, в формулу (10) позволяет оценить $T_{0.5}^{\min}$.

Верхняя граница рассматриваемого диапазона ($T_{0.5}^{\max}$) определяется с помощью непосредственной линейной аппроксимации экспериментальных данных $C_{(t)}$ на финальной стадии эксперимента ($t \gg t_a$) с

наиболее медленной скоростью эмиссии уравнением прямой:

$$C_{(t)} = C_K + dt, \quad (15)$$

где C_K — $\text{г СО}_2/\text{м}^3$; d — параметры аппроксимации, $\text{г СО}_2/(\text{м}^3 \text{ ч})$. Подстановка величины $24d$ вместо A в формулу (13) дает минимально-возможную оценку $D\%$ для инкубационного эксперимента и, соответственно, максимальное значение $T_{0.5}^{\max}$ по формуле (10).

Практически все исследованные гелеформирующие почвенные кондиционеры характеризовались в инкубационных экспериментах кинетическими кривыми 1 или 2 типа. Исключение составил лишь композитный материал Zeba, в состав которого входил легкоразлагающийся компонент в виде крахмала [41]. Для этого гидрогеля кинетическая кривая была представлена прямолинейной зависимостью $C_{(t)}$ в течение всего эксперимента (тип 3 на рис. 1). Соответственно, для ее аппроксимации можно было с равным успехом использовать как модель (8) (при $a \ll 1$), так и уравнение (15) с последующим расчетом периода полураспада материала по формулам (11), (13) и (10).

Сравнительный анализ полученных результатов для разных гидрогелей и условий инкубации. На рис. 3а приведены скейлинговые кинетические кривые эмиссии CO_2 для гелеформирующих почвенных кондиционеров, предварительно набухших до водосодержания 100 г/г в дистиллированной воде (далее чистые гели). Все гидрогели, за исключением композитного материала Zeba, характеризовались кривыми 1 типа выпуклой формы с быстрым приростом содержания CO_2 (до 60–80% от максимального) на начальных этапах инкубации ($0.2\text{--}0.4 t_{\max}$) и последующей достаточно медленной стадией установившейся биodeградации с практически постоянным (квазилинейным) увеличением содержания CO_2 . Наиболее быстрый выход на квазиравновесную стадию наблюдался у геля Aquasorb ($<0.2 t_{\max}$). Кинетическая кривая для материала Zeba принадлежала к 3 типу и характеризовалась постоянным приростом CO_2 на всем протяжении эксперимента (рис. 3а). Внедрение в полимерную матрицу инновационных материалов A11-Ag и A22-Ag — биоцидов в виде ионов серебра — не сильно отразилось на форме кинетических кривых эмиссии CO_2 , которые стали лишь немного более пологими, т.е. с более замедленным выходом на квазилинейный участок (рис. 3б).

Параметры аппроксимации экспериментальных данных для чистых гелей и композитов с серебром моделью (8) варьировали в диапазонах $0.5 < a < 0.8$, $10 < b < 69$, за исключением материала Zeba, где использование модели (8) было воз-

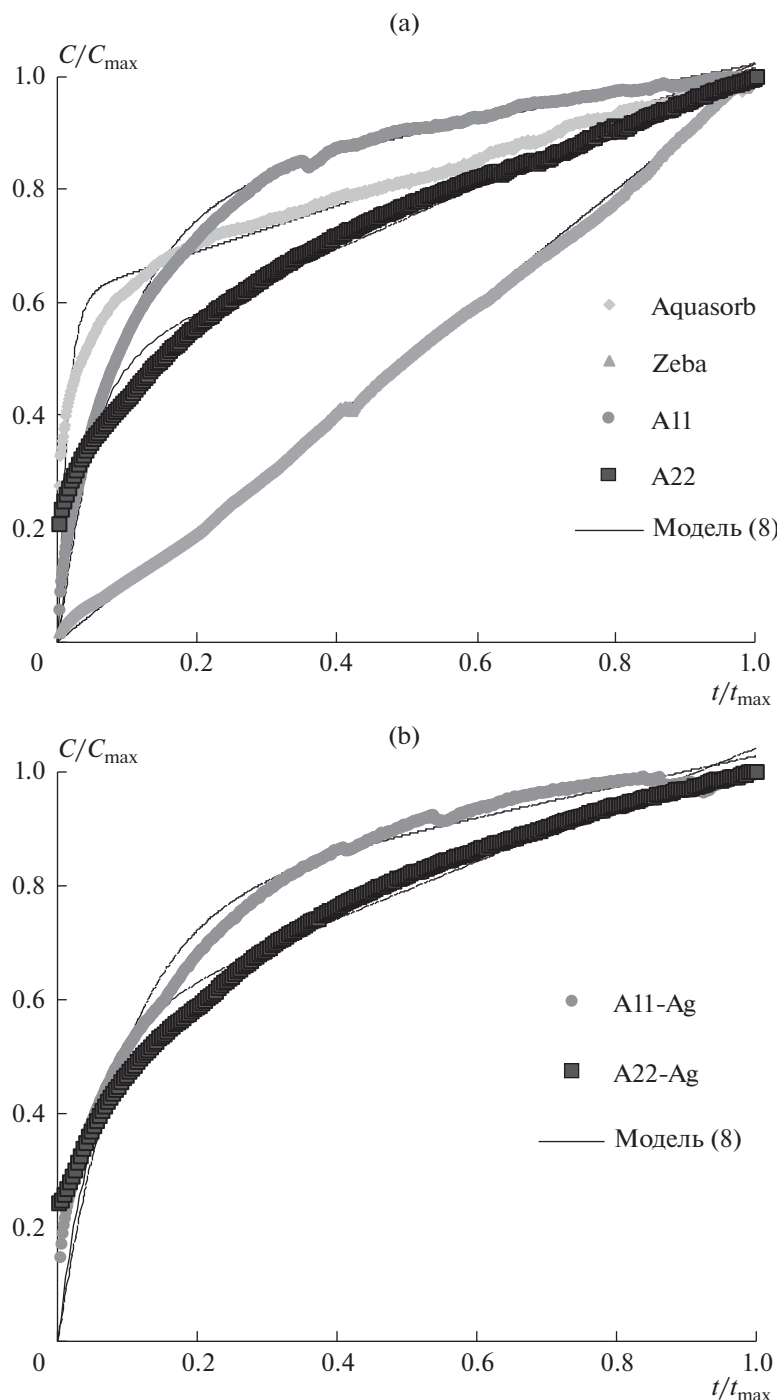


Рис. 3. Скейлинговые кинетические кривые эмиссии CO₂ в “чистых” гелях и их аппроксимация моделью (8); (а) гели без биоцидов, (б) гели с ионным серебром в полимерной матрице.

возможным лишь при очень низких значениях a , b порядка 10^{-3} (табл. 3). Все параметры были статистически значимыми при p -value в диапазоне 0.0013–0.0001, что, наряду с высокими коэффициентами детерминации ($R^2 = 0.955$ –0.999) и небольшими стандартными ошибками аппроксимации ($s = 0.01$ –0.04), свидетельствовало об адекватности новой модели (табл. 3).

Резкие изменения кинетических кривых эмиссии CO₂ возникли для вариантов гидрогелей, набухающих в дистиллированной воде с добавлением компостного экстракта (рис. 4а). Такая обработка привела к смене формы кривых с первого типа на второй. У всех без исключения гелеформирующих почвенных кондиционеров на кинетических кривых биodeградации появился участок лаг-фа-

Таблица 3. Параметры и статистические показатели аппроксимации кинетических кривых эмиссии CO_2 в гидрогелях моделями (8) и (9)

Параметры моделей (8), (9)			Статистические показатели		
a	b или r	x_0	p -value	R^2	s
Aquasorb, чистый					
0.618 ± 0.002	68.51 ± 1.86	—	<0.0001	0.956	0.028
Aquasorb, с компостным экстрактом					
0.789 ± 0.005	8.97 ± 0.09	0.564 ± 0.001	<0.0001	0.998	0.019
Zeba, чистый					
0.0008 ± 0.0001	0.0012 ± 0.0001	—	0.0013	0.999	0.010
Zeba, с компостным экстрактом					
0.547 ± 0.003	11.56 ± 0.19	0.422 ± 0.001	<0.0001	0.998	0.015
A11, чистый					
0.801 ± 0.002	10.84 ± 0.11	—	<0.0001	0.987	0.022
A11-Ag, чистый					
0.799 ± 0.005	9.56 ± 0.18	—	<0.0001	0.965	0.037
A11, с компостным экстрактом					
0.559 ± 0.007	9.35 ± 0.14	0.522 ± 0.001	<0.0001	0.996	0.024
A11-Ag, с компостным экстрактом					
0.768 ± 0.004	5.93 ± 0.14	—	<0.0001	0.981	0.028
A22, чистый					
0.499 ± 0.005	19.90 ± 0.89	—	<0.0001	0.968	0.035
A22-Ag, чистый					
0.589 ± 0.007	14.55 ± 0.64	—	<0.0001	0.955	0.041
A22, с компостным экстрактом					
0.397 ± 0.005	13.81 ± 0.42	0.646 ± 0.001	<0.0001	0.997	0.019
A22-Ag, с компостным экстрактом					
0.621 ± 0.017	4.83 ± 0.19	—	<0.0001	0.991	0.023

зы с продолжительностью от 0.3 до 0.4 $t_{\max}$. Интенсивность выделения CO_2 на этом участке не превышала 0.2 $C_{\max}$ (рис. 4а). В дальнейшем лаг-фаза сменялась на этап очень быстрого роста (генерации CO_2) с максимальным относительным наклоном кривых порядка 3/2 на интервале 0.4–0.6 (до 0.8) $t_{\max}$. Этот этап, в свою очередь, сменялся на квазилинейный участок на заключительной фазе инкубационного эксперимента.

Аппроксимация экспериментальных кривых 2 типа моделью (9) показала ее адекватность ($R^2 = 0.996–0.998$, $s = 0.01–0.02$) при статистически достоверных на уровне p -value < 0.0001 параметрах, варьирующих в диапазонах: $0.4 \leq a < 0.8$, $9 < r < 14$, $0.4 < x_0 < 0.7$. Внедрение ионов серебра в полимерную матрицу инновационных композитов A11-Ag и A22-Ag отражалось на кинетических закономерностях их биodeградации сменой типа кривой 2 на 1 (рис. 4б). Следовательно, для этих материалов со встроенным биоцидом условия инкубации, предполагающие набухание гелей в чистой дистилли-

рованной воде или с добавлением компостного экстракта, не повлияли на форму кинетической кривой, принадлежащей к типу 1в обоих случаях.

Отмеченные выше закономерности были присущи скейлинговым кривым и характеризовали относительные изменения кинетики биodeградации у сравниваемых материалов. Абсолютные значения интенсивностей эмиссии CO_2 и темпов биodeградации исследуемых гелеформирующих почвенных кондиционеров оцениваются соответствующими нормирующими показателями $C_{\max}$, $t_{\max}$, а также рассчитанными по параметрам моделей (8), (9) с использованием теоретических формул (10)–(15) показателями периодов полураспада (табл. 4). Величина $C_{\max}$ варьировала от 1.8 до 135 г $\text{CO}_2/\text{м}^3$ и была наибольшей в экспериментах с добавлением компостного экстракта, стимулирующего биodeградацию. Время экспериментов обычно не превышало трех суток ($t_{\max} = 60–72$ ч), что выгодно отличает новую методологию в сравнении с БПК-анализом, где для ана-

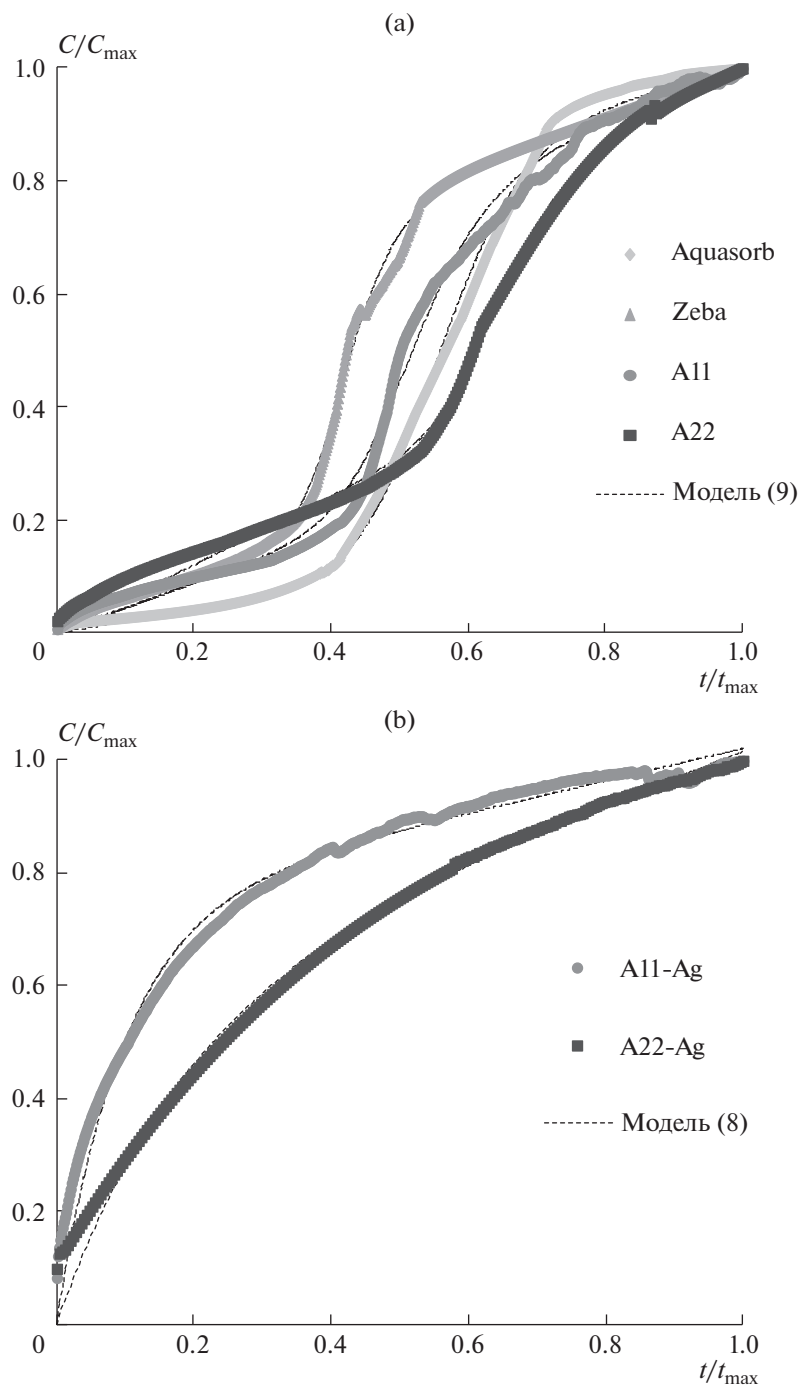


Рис. 4. Скейлинговые кинетические кривые эмиссии CO_2 в гелях с добавками компостного экстракта в жидкой фазе и их аппроксимация моделями (8) и (9); (а) гели без биоцидов, (б) гели с ионным серебром в полимерной матрице.

логичной оценки биodeградации требуется инкубация гельформирующих почвенных кондиционеров в течение 1–3 мес. [43]. Такие различия обусловлены, в первую очередь, низкой точностью манометрических БПК-анализаторов ($0.3\text{--}1 \text{ г O}_2/\text{м}^3$) по сравнению с ИФК-газоанализаторами PASCO ($0.0\text{--}0.02 \text{ г CO}_2/\text{м}^3$).

Периоды полураспада исследуемых гелей варьировали в широких пределах от $0.1\text{--}0.2$ до $10\text{--}14$ лет. Наибольшие величины $T_{0.5}$, отражающие максимальную устойчивость к биodeградации, как и ожидалось, были обнаружены у инновационных композитов A11-Ag и A22-Ag с серебряными биоцидами. Интервалы оценок $T_{0.5}^{\min}\text{--}T_{0.5}^{\max}$ со-

Таблица 4. Параметры скейлинга кинетических кривых эмиссии CO₂ и оценка периодов полураспада гельформирующих почвенных кондиционеров

Параметры скейлинга		Период полураспада, год	
$C_{\max}$, г/м ³	$T_{\max}$, ч	$T_{0.5}^{\min} - T_{0.5}^{\max}$	$T_{0.5}^{\text{mod}}$
Aquasorb, чистый			
9.6	71.8	1.91–3.53	3.40 ± 0.04
Aquasorb, с компостным экстрактом			
103.0	71.8	0.12–0.45	0.58 ± 0.01
Zeba, чистый			
27.6	62.8	0.59–0.59	0.56 ± 0.07
Zeba, с компостным экстрактом			
134.0	59.0	0.11–0.23	0.24 ± 0.04
A11, чистый			
20.4	64.4	0.67–2.71	3.17 ± 0.06
A11-Ag, чистый			
3.6	50.2	3.18–10.86	13.84 ± 0.48
A11, с компостным экстрактом			
135.0	55.5	0.08–0.14	0.18 ± 0.03
A11-Ag, с компостным экстрактом			
22.0	60.0	0.59–2.76	2.38 ± 0.06
A22, чистый			
1.8	23.7	3.48–6.07	5.49 ± 0.10
A22-Ag, чистый			
2.4	60.0	6.64–13.90	12.26 ± 0.34
A22, с компостным экстрактом			
54.0	48.0	0.19–0.26	0.31 ± 0.05
A22-Ag, с компостным экстрактом			
16.0	83.0	1.41–3.37	3.38 ± 0.17

ставили 3.2–10.9 и 6.6–13.9 лет, а расчет по модели (8) $T_{0.5} = 13.8 \pm 0.5$ и 12.3 ± 0.3 лет для гелей A11-Ag и A22-Ag соответственно. Такие характеристики существенно (в 2–4 раза и более) превышали периоды полураспада для материалов без биоцидных добавок как в исходных прототипах A11 и A22, так и в аналогичных зарубежных композитах Aquasorb и Zeba. Среди них минимальной устойчивостью ($T_{0.5} \approx 0.6$ лет) обладал композитный материал Zeba на основе полиакриламида и крахмала, а максимальной ($T_{0.5} = 3.5$ –6.1 лет) композит – A22 с акриловой матрицей, наполненной механоактивированным торфом. Материалы A11 и Aquasorb занимали промежуточное положение с характеристиками $T_{0.5}$ 0.7–2.7 и 1.9–3.5 лет соответственно.

Добавление компостного экстракта к жидкой фазе для набухания гелей резко усиливает интенсивность их биodeградации. Величины $T_{0.5}$ гелей в таких вариантах инкубации снижаются до 0.1–

0.3 (0.6) лет, т.е. в 6–10 раз и более по сравнению с чистыми образцами. Этот результат представляется чрезвычайно важным с технологической точки зрения, так как он ставит под сомнение традиционные представления о высокой устойчивости к биodeградации синтетических полимерных суперабсорбентов в реальных почвенных условиях, где вместо почти стерильной дистиллированной воды присутствуют природные твердофазные компоненты и растворы с организмами-деструкторами и экзoэнзимами. Очевидно, что сокращение реального рабочего срока службы и функциональности довольно дорогих почвенных кондиционеров с нескольких лет до 0.5–1 года вполне может быть причиной отказа от их использования из-за отсутствия рентабельности. В этой связи для кондиционирования почв перспективны технологические разработки композитных материалов, сочетающих свойства суперабсорбентов с повышенной устойчивостью к биodeградации [41].

Так, внедрение в полимерную матрицу композитных акриловых гелей ионов серебра, исходно предложенное для борьбы с патогенами картофеля, включая фитофтору [39], позволяет одновременно усиливать их устойчивость к биodeградации. Значения $T_{0.5}$ в инновационных композитах A11-Ag и A22-Ag при их набухании в жидкости с компостным экстрактом повышалось до 2.4–3.4 лет, то есть в 5–10 раз, фактически возвращая таким материалам устойчивость, свойственную исходно чистому состоянию при набухании в дистилляте.

Полученные результаты позволили прояснить существующую довольно противоречивую информацию о способности к биodeградации полимерных синтетических гидрогелей-суперабсорбентов. Традиционно считалось, что такие материалы весьма устойчивы к биodeградации и могут быть отнесены к классу устойчивых к биodeградации в отличие от хорошо разлагаемых экологически чистых полисахаридных гелей на основе крахмала, целлюлозы, хитозана и других биополимеров природного происхождения [3, 9–11, 28–30, 47]. Вместе с тем, очевидно, что полностью устойчивых к разложению полимеров не существует, и вопрос заключается лишь в характеристике скорости их разложения (характерного времени существования) в тех или иных условиях [32]. Формально этот вопрос решен в зарубежной экспертизе полимерных материалов двумя стандартами устойчивости к биodeградации – европейским EN 13432 и американским ASTM 6400 [29]. Для американского стандарта биоразлагаемым считается материал, теряющий за 180 сут 60%, а для более жесткого европейского стандарта – 90% исходной массы или содержания углерода [29]. Используя формулу (10), несложно определить, что условной границей деления материалов на устойчивые и не устойчивые к биodeградации по американскому и европейскому стандартам будут “стандартные” периоды полураспада в 136 и 54 сут или 0.15–0.37 года соответственно.

Сопоставляя полученные данные (табл. 4) с этими критериями, несложно убедиться, что “чистые” акриловые гели, набухающие в дистиллированной воде, действительно, являются устойчивыми, так как их периоды полураспада в 2–3.5 года и более существенно превышают границы стандартов EN 13432 и ASTM 6400 в 0.15–0.37 года. И лишь композитный материал Zeba с легкоразлагаемым биополимерным компонентом в виде крахмала и соответствующей характеристикой $T_{0.5} = 0.11–0.24$ года может быть условно причислен к классу не устойчивых к биodeградации полимеров, особенно по американскому стандарту. С этой информацией согласуется большинство известных данных о разложении акриловых суперабсорбентов [24, 25, 28]. Так, в работе [24] сообщается о 10% деструкции полиакриамида (ПАА) в

год, что в переводе на период полураспада по формуле (10) дает $T_{0.5} = 6.5$ года. Близкие оценки $T_{0.5}$ в 5–7 лет для синтетических полимерных суперабсорбентов приведены в [28]. В работе [25] степень минерализации ПАА в почве оценивается в 22.5% за 2 года или периодом полураспада в 5.5 лет.

Вместе с тем в ряде публикаций содержатся сведения о возможности быстрого разложения акриламида и ПАА с периодами полураспада всего в несколько суток, т.е. существенно ниже стандартов EN 13432 и ASTM 6400 [3, 13, 21, 35, 44, 49, 52]. Авторы [21] оценили темпы разложения акриламида с дозами 25–500 мг/кг в сельскохозяйственных почвах диапазоном $T_{0.5}$ 1–4 сут при температуре 20–22°C. Данные [3] о 71–95% разложении акриламида в почвах за 14 сут соответствуют периодам полураспада 3–8 сут. Близкие данные с $T_{0.5} = 2–3$ сут получены для акриламида в водных объектах [13]. В [44] ПАА практически полностью разлагался в течение 5 сут после внесения 0.05% в садовую почву. Многие микроорганизмы способны генерировать внеклеточные амидазы, которые успешно утилизируют амидные группы полиакриламида [25, 49]. Алифатическая амидаза (cd07565) от *Pseudomonas putida* приводит к деградации ПАА на 46% через 7 сут при 39°C, что по формуле (10) соответствует периоду полураспада не более 8 сут [49].

В работе [52] приводятся кинетические константы биodeградации ПАА, расчет по которым дает значения $T_{0.5}$ от 37 до 80 сут в температурном диапазоне экспериментов 25–37°C. Исследователи [27] приводят данные о биodeградации суперабсорбента на основе сополимеров акриламида и акрилата калия почвенными бактериями, из которых следует, что периоды полураспада такого гидрогеля варьируют от 0.13 до 1.31 лет. Авторы упоминают о сильной (порядка 25%) потере водоудерживающей способности такого материала в процессе 8-месячной биodeградации. Это согласуется с полученными ранее экспериментальными данными для радиационно-сшитого ПАА с величинами $T_{0.5} = 0.4–1.7$ лет и потерями водоудерживания обработанной гидрогелем почвы (пылевато-песчаная ареносоль Каракумов) от 50% и более в процессе пятимесячного инкубационного эксперимента с температурным диапазоном 20–37°C [37].

Основная причина столь сильного варьирования известных в литературе оценок интенсивности биodeградации акриловых гелеформирующих полимеров, возможно, проясняется сопоставлением результатов инкубации этих материалов в чистом виде и с добавлением в жидкую фазу для набухания компостного экстракта. Именно присутствие необходимых для биodeградации организмов-биодеструкторов и их ферментов обуславливает рез-

кое усиление интенсивности разложения этих, априори стойких, благодаря химической сшивке и высокой молекулярной массе, синтетических полимеров. Этот вывод подтверждается недавними исследованиями [45] по оценке биодеградации гельформирующих почвенных кондиционеров в зависимости от параметров синтеза (степени набухания и химического состава), а также условий окружающей среды. Результаты [45] показали, что степень набухания, состав композитов и параметры синтеза мало влияли на стабильность гидрогелей по сравнению с показателями окружающей среды, которые, по-видимому, являются основными факторами, влияющими на их биодеградацию. Если необработанный контроль (чистые гели) оставался стабильным в течение 8 сут инкубационного эксперимента (потеря массы до 3–5%, статистически значимо не отличающаяся от нуля), то контакт с лесной почвой приводил к потерям 30–40%, а с сельскохозяйственной почвой — к потерям 60–70% полимерных композитов из-за биодеградации. Такие потери в переводе на период полураспада составляют $T_{0.5}$ от 6 до 15 сут или значительно меньше 1 мес. Основным фактором значительного увеличения биодеградации после непосредственного контакта с почвами и растениями или после добавления водных экстрактов из них, безусловно, являются присутствующие там почвенные микроорганизмы-биодеструкторы и экзоферменты. Дополнительно можно предположить действие прайминг-эффекта, хорошо известного в биохимии почвы [16].

В этой связи становится очевидной условность деления гельформирующих почвенных кондиционеров на биоразлагаемые (преимущественно, полисахаридные гели) и устойчивые к биодеградации. В обзоре [4] обобщены данные 22 современных публикаций о биодеградации полимерных гидрогелей, выраженные в процентах разложения за определенный интервал времени, что позволило, используя формулу (10), оценить периоды их полураспада. Для всего массива данных, приведенных в [4] ($n = 33$), показатель $T_{0.5}$ варьировал в широком диапазоне от 2 сут до 285 лет. Используя границы стандартов EN 13432 и ASTM 6400 в 54 или 136 сут, оценили вероятность того, что конкретный гидрогель попадет в класс не устойчивых к биодеградации полимеров т. Из всего набора данных [4] 61% материалов были условно биоразлагаемыми по американской и 33% по европейской классификации. Если проанализировать только композитные суперабсорбенты с акриловыми компонентами (акрилаты и ПАА в различных сочетаниях друг с другом и природными биополимерами), то вероятность их принадлежности к биоразлагаемым составила 57% по американскому стандарту и 24% по европейскому стандарту. Для других, в основном биополимер-

ных гельформирующих композитов на основе полисахаридов без добавления акриловых сополимеров, такие вероятности биоразлагаемости были несколько выше (67 и 58% соответственно). Следовательно, согласно американскому стандарту ASTM 6400, более половины гелеобразующих суперабсорбентов, приведенных в обзоре [4], являются биоразлагаемыми, и присутствие акриловых сополимеров в их составе слабо влияет на этот показатель, снижая вероятность биоразлагаемости всего на 10%.

Очевидно, что для почвенных гельформирующих кондиционеров быстрая биодеградация с потерей функциональности является серьезной причиной их потенциальной нерентабельности. В работе [17] приводится немецкий стандарт качества, требующий, чтобы синтетические полимеры при внесении в почву разлагались не более чем на 20% в течение 2-летнего периода (период полураспада порядка 6 лет). Как видно из табл. 4, в реальности ни один из акриловых композитов без биоцидов, включая известный бренд Aquasorb, не проходит этот строгий тест. Близкий результат дает анализ литературной информации [4, 18, 28, 37, 38, 43, 45, 47], согласно которому не более 10% суперабсорбентов удовлетворяет этому стандарту, а 60% материалов теряют половину своей массы (и, следовательно, функциональности) в течение 1 года использования. Эта серьезная проблема ставит задачу дальнейшего совершенствования гельформирующих композиционных материалов для кондиционирования почв и грунтов с более высокой устойчивостью к биологическому разложению.

Перспективным способом повышения устойчивости полимерных материалов к биодеградации может стать введение в их состав биоцидных компонентов [12, 38]. В настоящем исследовании и в предшествующих ему работах [38–41], по-видимому, впервые для почвенных кондиционеров было предложено использовать с этой целью ионы и наночастицы серебра. Известные аналогичные разработки с биоцидами серебра в основном касаются медицинских препаратов и антисептиков [12, 33]. Серебряные биоциды эффективно повышают устойчивость гидрогелей к биодеградации, что подтверждается как ранее опубликованными данными для лабораторных [38, 40, 43] и полевых [39, 41] испытаний, так и новыми результатами на основе оборудования PASCO. Полученные результаты полностью согласуются с данными о высокой эффективности серебряных биоцидов в относительно небольших дозах (1–100 ppm) [14, 20, 22, 31]. При набухании инновационных гелей A11-Ag и A22-Ag до степени 100 г/г исходное содержание серебра в 0.1% будет эквивалентно его рабочей концентрации в гелевой структуре 10 ppm. Такой дозы, как видно из табл. 4, достаточно, чтобы придать почвенному кондиционеру необходи-

мую по немецкому стандарту качества [17] устойчивость ($T_{0.5}$ более 6 лет), и в то же время она не опасна для растений и почвенного зооценоза, включая дождевых червей с эффективными концентрациями биоцидной супрессии 250–500 ppm и более [22, 36, 38]. Вместе с тем из-за относительно высокой стоимости серебра, будущие исследования следует направить на поиск альтернативных биоцидных добавок, например, на основе солей меди, сурьмы, аммониевых, фосфониевых или сульфониевых солей, оксида титана, а также органических противомикробных препаратов [12, 30, 50].

В завершении статьи коснемся методологического вопроса сравнения полученных результатов с данными БПК-анализа на базе автоматического оборудования Velp Respirometric Sensor System 6 для тех же композитных материалов из предшествующей работы [43]. Европейский гель Aquasorb и российская продукция Aquapastus (A11, A22) в “чистом” виде характеризовались диапазоном периодов полураспада, оцененным по БПК, от 0.5 до 4.0 лет, снижающимся в 5–20 раз после добавления компостного экстракта до значений $T_{0.5} = 0.1–0.2$ года. Инновационные композиты A11-Ag и A22-Ag с 0.1% серебряным биоцидом в полимерной матрице по БПК-оценке имели периоды полураспада 3.5–8.8 лет в “чистом” виде и 1.1–2.6 лет в варианте набухания в дистилляте с компостным экстрактом. Эти количественные результаты и закономерности реакции биодegradации гелей на внесение компостного экстракта или использование биоцидов в целом близки к данным, полученным в настоящем исследовании. Однако средние значения периодов полураспада гелеформирующих почвенных кондиционеров по БПК-оценке в большинстве случаев оказывались ниже, чем при оценке по эмиссии CO_2 . Пока трудно назвать причину такого несоответствия. Время инкубации материалов в БПК- и CO_2 -анализаторах VELP различается в 10–30 раз. Возможно, и кинетические кривые CO_2 -анализа с квазилинейным финальным участком (рис. 1) при более длительной инкубации изменили бы свою форму с соответствующими последствиями для расчета по ним показателя $T_{0.5}$. Хотя предположение об ускорении темпов разложения материалов на более длительных стадиях инкубации, необходимое для получения более низких значений $T_{0.5}$, близких к БПК-анализу, представляется маловероятным. Еще одна гипотеза заключается в межфазных взаимодействиях изучаемых в инкубационных экспериментах газов [38]. Диоксид углерода имеет в 20–30 раз, а в щелочных растворах до 1000 раз большую растворимость по сравнению с кислородом. Значит, существует вероятность аккумуляции определенной части выделяемого при разложении материала CO_2 в самой ге-

левой структуре. Так как это количество не учитывается прямым мониторингом CO_2 в воздушной фазе инкубатора, может возникать сильное занижение скорости биодegradации гелей и, соответственно, завышение оценок их периодов полураспада по сравнению с БПК-анализом. Несомненным преимуществом обоих видов анализа является полностью автоматизированный инкубационный эксперимент с непрерывным газометрическим контролем интенсивности биодegradации, и в будущих методологических исследованиях предстоит установить истинную причину их расхождений с целью уточнения оцениваемых показателей $T_{0.5}$.

ВЫВОДЫ

1. Разработана методология количественной оценки способности к биодegradации гелеформирующих почвенных кондиционеров в лабораторных инкубационных экспериментах на базе оборудования PASCO с автоматизированным контролем эмиссии CO_2 .
2. Выделены три характерных типа кинетических кривых эмиссии CO_2 из инкубируемых гелей и предложены физически-обоснованные модели, позволяющие проводить их адекватную аппроксимацию с последующим расчетом периодов полураспада гелеформирующих почвенных кондиционеров как базового показателя их биодegradации.
3. Периоды полураспада гелевых структур из исследуемых акриловых композитов, набухших в дистиллированной воде, находились в диапазоне 0.6–6.6 года с минимальными значениями у композита Zeba с крахмальным наполнителем и максимальными у материала A22 с торфяным наполнителем полимерной матрицы.
4. Добавление компостного экстракта в жидкую фазу для набухания гидрогелей резко (до 10 раз) стимулирует их биодegradацию с соответствующим сокращением периода их полураспада до 0.1–0.3 года.
5. Внедрение в акриловую полимерную матрицу гелеформирующих почвенных кондиционеров ионов серебра в дозе 0.1% является эффективным средством управления их устойчивостью к биодegradации, позволяющим достичь европейского стандарта устойчивости синтетических полимеров в почвах с периодом распада более 6 лет.
6. Традиционные взгляды на синтетические суперабсорбенты почвенной влаги как на устойчивые к биодegradации являются спорными, поскольку они соответствуют лишь близким к стерильным лабораторным условиям испытания таких материалов. В более реальных условиях с наличием необходимых микроорганизмов-биодеструкторов и энзимов такие материалы могут разлагаться на 50% за несколько месяцев, т.е. являться

биоразлагаемыми по существующим европейским и американским стандартам биodeградации полимеров.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, междисциплинарный проект № 23-64-10002 (синтез гидрогелей, их экспериментальные исследования на прецизионном оборудовании, разработка математических моделей и методологии оценки биodeградации), а также в рамках бюджетных тем в МГУ им. М.В. Ломоносова № 121040800146-3 и 122041900020-1 (подбор и анализ литературных источников, статистическая обработка и сравнительный анализ результатов).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгонос Б.М. Нелинейная динамика экологических и гидрологических процессов. М.: Книжный дом "ЛИБРОКОМ", 2009. 440 с.
2. Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 294 с.
3. Abdelmagid H.M., Tabatabai M.A. Decomposition of Acrylamide in Soils // J. Environ. Qual. 1982. V. 11. P. 701–704.
4. Adjuik T.A., Nokes S.E., Montross M.D. Biodegradability of bio-based and synthetic hydrogels as sustainable soil amendments: A review // J. Appl. Polym. Sci. 2023. P. e53655. <https://doi.org/10.1002/app.53655>
5. Al-Darby A.M. The hydraulic properties of a sandy soil treated with gel-forming soil conditioner // Soil Technol. 1996. V. 9. P. 15–28.
6. Al-Darby A.M., Al-Asfoor S.I., El-Shafei Y.Z. Effect of soil gel-conditioner on the hydrophysical properties of sandy soil // J. Saudi Soc. Agric. Sci. 2002. V. 1. P. 14–40.
7. Baldera-Moreno Y., Pino V., Farres A., Banerjee A., Gordillo F., Andler R. Biotechnological aspects and mathematical modeling of the biodegradation of plastics under controlled conditions // Polymers. 2022. V. 14. P. 375. <https://doi.org/10.3390/polym14030375>
8. Bandedjshafie S., Durner W. Water retention properties of a sandy soil with superabsorbent polymers as affected by aging and water quality // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2015. V. 178. P. 798–806.
9. Behera S., Mahanwar P.A. Superabsorbent polymers in agriculture and other applications: a review // Polym. Plast. Technol. Mat. 2020. V. 59. P. 341–356. <https://doi.org/10.1080/25740881.2019.1647239>
10. Campos E.V.R., de Oliveira J.L., Fraceto L.F. applications of controlled release systems for fungicides, herbicides, acaricides, nutrients, and plant growth hormones: a review // Adv. Sci. Eng. Med. 2014. V. 6. P. 373–387. <https://doi.org/10.1166/asem.2014.1538>
11. Campos E.V.R., de Oliveira J.L., Fraceto L.F., Singh B. Polysaccharides as safer release systems for agrochemicals // Agron. Sustain. Dev. 2015. V. 35. P. 47–66.
12. Cloutier M., Mantovani D., Rosei F. Antibacterial coatings: challenges, perspectives, and opportunities // Trends Biotechnol. 2015. V. 33. P. 637–651. <https://doi.org/10.1016/j.tibtech.2015.09.002>
13. Croll B.T., Arkell G.M., Hodge R.P.J. Residues of acrylamide in water // Water Research. 1974. V. 8. № 11. P. 989–93.
14. De Lucca J., Boue S., Sien T., Cleveland T.E., Walsh T.J. Silver Enhances the in Vitro Antifungal Activity of the Saponin, CAY-1 // Mycoses. 2011. V. 54. P. e1–e8.
15. El-Rehim H.A.A., Hegazy E.S.A., El-Mohdy H.L.A. Radiation Synthesis of Hydrogels to Enhance Sandy Soils Water Retention and Increase Plant Performance // J. Appl. Polym. Sci. 2004. V. 93. P. 1360–1371.
16. Fontaine S., Mariotti A., Abbadie L. The priming effect of organic matter: A question of microbial competition? // Soil Biol. Biochem. 2003. V. 35. P. 837–843.
17. Hennecke D., Bauer A., Herrchen M., Wischerhoff E., Gores F. Cationic polyacrylamide copolymers (PAMs): environmental half life determination in sludgetreated soil // Environ. Sci. Eur. 2018. V. 30. P. 16. <https://doi.org/10.1186/s12302-018-0143-3>
18. Hiroki A., Hong P.T.T., Nagasawa N., Tamada M. Biodegradability of blend hydrogels based on carboxymethyl cellulose and carboxymethyl starch // Trans. Mater. Res. Soc. 2011. V. 36. P. 397–400
19. Kingsland S. The Refractory Model: the logistic curve and the history of population ecology // Q. Rev. Biol. 1982. V. 57. P. 29–52.
20. Kim S.W., Jung J.H., Lamsal K., Kim Y.S., Min J.S., Lee Y.S. Antifungal effect of silver nanoparticles (AgNPs) against various plant pathogenic fungi // Mycobiology. 2012. V. 40. P. 53–58.
21. Lande S.S., Bosch S.J., Howard P.H. Degradation and Leaching of Acrylamide in soil // J. Environ. Qual. 1979. V. 8. P. 133–137.
22. Langdon K.A., McLaughlin M.J., Kirby J.K., Merrington G. Influence of soil properties and soil leaching on the toxicity of ionic silver to plants // Env. Toxicol. Chem. 2015. V. 34. P. 2503–2512. <https://doi.org/10.1002/etc.3067>
23. Larson R.L. Estimation of biodegradation potential of xenobiotic organic chemicals // Appl. Environ. Microbiol. 1979. V. 38. № 6. P. 1153–1161.
24. Lentz R.D., Andrawes F.F., Barvenik F.W., Koehn A.C. Acrylamide Monomer leaching from polyacrylamide-treated irrigation furrows // J. Environ. Qual. 2008. V. 37. P. 2293–2298. <https://doi.org/10.2134/jeq2007.0574>
25. Nyyssola A., Ahlgren J. Microbial degradation of polyacrylamide and the deamination product polyacrylate // Int. Biodeterioration Biodegradation. 2019. V. 139. P. 24–33. <https://doi.org/10.1016/j.ibiod.2019.02.005>
26. Novoskoltseva O.A., Panova I.G., Loiko N.G., Nikolaev Y.A., Litmanovich E.A., Yaroslavov A.A. Polyelectrolytes and Polycomplexes for Stabilizing Sandy Grounds // Polym. Sci. Ser. B. 2021. V. 63. P. 488–495. <https://doi.org/10.1134/S1560090421050092>
27. Oksinska M.P., Magnucka E.G., Lejcus K., Pietr S.J. Biodegradation of the cross-linked copolymer of acryl-

- amide and potassium acrylate by soil bacteria // *Environ. Sci. Pollut. Res. Int.* 2016. V. 23. № 6. P. 5969. <https://doi.org/10.1007/s11356-016-6130-6>
28. *Ostrand M.S., DeSutter T.M., Daigh A.L.M., Limb R.F., Steele D.D.* Superabsorbent polymer characteristics, properties, and applications. // *Agrosyst Geosci Environ.* 2020. V. 3. P. e20074. <https://doi.org/10.1002/agg2.20074>
 29. *Patel P.N., Parmar Kh.G., Nakum A.N., Patel M.N., Patel P.R., Patel V.R., Sen D.J.* Biodegradable polymers: an ecofriendly approach in newer millenium // *Asian J. Biomed. Pharm. Sci.* 2011. V. 1. № 3. P. 23–39.
 30. *Puoci F., Iemma F., Spizzirri U.G., Cirillo G., Curcio M., Picci N.* Polymer in agriculture: a review // *Am. J. Agri. Biol. Sci.* 2008. V. 3. P. 299–314. <https://doi.org/10.3844/ajabssp.2008.299.314>
 31. *Rai M.K., Deshmukh S.D., Ingle A.P., Gade A.K.* Silver Nanoparticles: the powerful nanoweapon against multidrug-resistant bacteria // *J. Appl. Microbiol.* 2012. V. 112. P. 841–852. <https://doi.org/10.1111/j.13652672.2012.05253.x>
 32. *Rosenkranz F., Chamy R.* (ed.) Biodegradation – life of science. pontifical catholic university of valparaiso publ // Chile. 2013. <https://doi.org/10.5772/56222>
 33. *Sannino A., Demitri Ch., Madaghiele M.* Biodegradable cellulose-based hydrogels: design and applications // *Materials.* 2009. V. 2. P. 353–373. <https://doi.org/10.3390/ma2020353>
 34. *Shahid S.A., Qidwai A.A., Anwar F., Ullah I., Rashid U.* Improvement in the water retention characteristics of sandy loam soil using a newly synthesized poly(acrylamide-co-acrylic acid)/AlZnFe₂O₄ superabsorbent hydrogel nanocomposite material // *Molecules* 2012. V. 17. P. 9397–9412. <https://doi.org/10.3390/molecules17089397>
 35. *Shanker R., Ramakrishna C., Seth P.K.* Microbial degradation of acrylamide monomer // *Arch. Microb.* 1990. V. 154. P. 192–198.
 36. *Schlich K., Klawonn Th., Terytze K., Hund-Rinke K.* Effects of silver nanoparticles and silver nitrate in the earthworm reproduction test // *Env. Toxicol. Chem.* 2013. V. 32. P. 181–187. <https://doi.org/10.1002/etc.2030>
 37. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Smagina M.V.* Biodestruction of strongly swelling polymer hydrogels and its effect on the water retention capacity of soils // *Eurasian Soil Sci.* 2014. V. 47. № 6. P. 591–597. <https://doi.org/10.1134/S1064229314060088>
 38. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Vasenev V.I., Smagina M.V.* Biodegradation of some organic materials in soils and soil constructions: experiments, modeling and prevention // *Materials.* 2018. V. 11. P. 1889. <https://doi.org/10.3390/ma11101889>
 39. *Smagin A., Sadovnikova N., Smagina M.* Synthetic Gel structures in soils for sustainable potato farming // *Scientific Reports.* 2019. V. 9. P. 18588. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55205-8>
 40. *Smagin A.V., Budnikov V.I., Sadovnikova N.B., Kirichenko A.V., Belyaeva E.A., Krivtsova V.N.* Gel-forming soil conditioners of combined action: laboratory tests for functionality and stability // *Polymers.* 2022. V. 14. P. 4665. <https://doi.org/10.3390/polym14214665>
 41. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Belyaeva E.A., Krivtsova V.N., Shoba S.A., Smagina M.V.* Gel-forming soil conditioners of combined action: field trials in agriculture and urban landscaping // *Polymers.* 2022. V. 14. P. 5131. <https://doi.org/10.3390/polym14235131>
 42. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Belyaeva E.A.* Hygroscopicity of gel-forming composite materials: thermodynamic assessment and technological significance // *J. Compos. Sci.* 2022. V. 6. P. 269. <https://doi.org/10.3390/jcs6090269>
 43. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Budnikov V.I.* Biodegradation of aqueous superabsorbents: kinetic assessment using biological oxygen demand analysis // *J. Compos. Sci.* 2022. V. 7. P. 164. <https://doi.org/10.3390/jcs7040164>
 44. *Sojka R.E., Entry J.A.* Influence of polyacrylamide application to soil on movement of microorganisms in runoff water // *Environ. Pollut.* 2000. V. 108. P. 405–412.
 45. *Turioni C., Guerrini G., Squartini A., Morari F., Maggini M., Gross S.* Biodegradable Hydrogels: Evaluation of degradation as a function of synthesis parameters and environmental conditions // *Soil Syst.* 2021. V. 5. P. 47. <https://doi.org/10.3390/soilsystems5030047>
 46. *Venkatachalam D., Kaliappa S.* Superabsorbent polymers: A state-of-art review on their classification, synthesis, physicochemical properties, and applications // *Rev. Chem. Eng.* 2021. V. 39. P. 1–45. <https://doi.org/10.1515/revce-2020-0102>
 47. *Wilske B., Bai M., Lindenstruth B., Bach M., Rezaie Z., FredeH.-G., Breuer L.* Biodegradability of a polyacrylate superabsorbent in agricultural soil // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2014. V. 21. №16. P. 9453–9460. <https://doi.org/10.1007/s11356-013-2103-1>
 48. *Wu L., Liu M., Rui-Liang R.L.* Preparation and Properties of a Double-coated slow-release NPK compound fertilizer with superabsorbent and water-retention // *Biores. Technol.* 2008. V. 99. P. 547–554. <https://doi.org/10.1016/j.biortech.2006.12.027>
 49. *Xiong B., Loss R.D., Shields D., Pawlik T., Hochreiter R., Zydney A.L., Kumar M.* Polyacrylamide degradation and its implications in environmental systems. *Clean Water.* 2018. V. 1. P. 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41545-018-0016-8>
 50. *Xue Y., Xiao H., Zhang Y.* Antimicrobial polymeric materials with quaternary ammonium and phosphonium salts // *Int. J. Mol. Sci.* 2015. V. 16. P. 3626–3655. <https://doi.org/10.3390/ijms16023626>
 51. *Yang L., Yang Y., Chen Z.* Influence of super absorbent polymer on soil water retention, seed germination and plant survivals for rocky slopes eco-engineering // *Ecol. Eng.* 2014. V. 62. P. 27–32. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.10.019>
 52. *Zhao L., Bao M., Yan M., Lu. J.* Kinetics and thermodynamics of biodegradation of hydrolyzed polyacrylamide under anaerobic and aerobic conditions // *Bioresour. Technol.* 2016. V. 216. P. 95–104. <https://doi.org/10.1016/j.biortech.2016.05.054>
 53. *Zohuriaan-Mehr M.J., Kabiri K.* Superabsorbent polymer materials: A review // *Iran. Polym. J.* 2008. V. 17. P. 451–477.

Kinetic Assessment of the Biodegradability of Gel-Forming Soil Conditioners in Incubation Experiments with Instrumental Monitoring of Carbon Dioxide

A. V. Smagin^{1, *}, N. B. Sadovnikova^{1, 2}, E. A. Belyaeva², K. V. Korchagina²,
A. A. Kokoreva^{1, 2}, and V. N. Krivtsova^{1, 2}

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

²*Institute of Forest Science, Russian Academy of Sciences, Uspenskoe, 143030 Russia*

**e-mail: smagin@list.ru*

A quantitative study of the biodegradability of polymer soil conditioners is necessary for a reasonable prediction of their stability and functioning in soils. For this purpose, we proposed a new methodological approach based on PASCO (USA) equipment, which allows recording continuous kinetic curves of CO₂ emission in laboratory experiments on incubation of composite gel-forming soil conditioners. Several characteristic types of respiratory curves have been identified and new physically based models have been proposed for their description with subsequent calculation of the half-lives of composite hydrogels. For the traditionally considered non-biodegradable acrylic superabsorbents of soil water, the possibility of rapid biodegradation was shown for the first time in the case of the introduction of a biologically active compost extract into their liquid phase. With this treatment, which brings laboratory experiments closer to real soil conditions, the half-lives of both the well-known Western superabsorbents Aquasorb and Zeba and the Russian hydrogels Aquapastus decreased by an order of magnitude from the initial values of 2–6 years to 0.1–0.3 years. In practice, this can negatively affect the profitability of using such materials for soil conditioning due to their rapid destruction and loss of functionality. The introduction of silver ions into innovative Aquapastus composite superabsorbents at a dose of 0.1% or 10 ppm in swollen gel structures effectively reduces their biodegradability, prolonging the half-life to 10 years or more, which is twice the German standard DüMV 05.12.12 for the stability of polymer meliorants.

Keywords: CO₂ emission, gel superabsorbents, half-life, process modeling

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.41:631.452(470.32)

ДИНАМИКА АГРОЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ БЕЛГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ ПРИ ДЛИТЕЛЬНОМ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ

© 2023 г. С. В. Лукин^{a, b, *} (ORCID: 0000-0003-0986-9995)

^aЦентр агрохимической службы “Белгородский”,
ул. Щорса, 8, Белгород, 308027 Россия

^bБелгородский государственный национальный исследовательский университет,
ул. Победы, 85, Белгород, 308015 Россия

*e-mail: serg.lukin2010@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.05.2023 г.

После доработки 30.05.2023 г.

Принята к публикации 01.06.2023 г.

Проанализированы результаты одиннадцати циклов обследования пахотных почв, проводимых с 1964 по 2022 гг. в юго-западной части Центрально-Черноземного района на территории Белгородской области. В степной зоне области преобладают черноземы обыкновенные, в лесостепной — черноземы типичные и выщелоченные. В течение одиннадцатого цикла обследования (2019–2022 гг.) средний уровень внесения минеральных удобрений составил 114.4 кг д.в./га, органических — 9.6 т/га, известкования кислых почв — 43.8 тыс. га в год. В результате средняя урожайность озимой пшеницы увеличилась до 5.09, сахарной свеклы — до 45.6, кукурузы на зерно — до 7.15 т/га. При этом в почвах пашни зафиксировано максимальное за весь период наблюдений значение средневзвешенного содержания органического вещества (5.3%). Доля кислых почв снизилась до 28.6%, в том числе среднекислых — до 3.0%. Величина гидролитической кислотности уменьшилась до 2.7 смоль(экв)/кг. Средневзвешенное содержание подвижных форм фосфора (139 мг/кг) и калия (161 мг/кг) является самым высоким в регионе. К категории низкообеспеченных по содержанию подвижных форм серы относится 85.7% обследованных почв, цинка — 97.2, меди — 92.5, кобальта — 98.8, марганца — 40.1, молибдена — 21.3%. По содержанию подвижных форм бора 98.2% почв относится к категории высокообеспеченных.

Ключевые слова: известкование, кислотность почв, микроэлементы, органическое вещество почв, удобрения, урожайность, подвижные формы фосфора и калия, сера, чернозем

DOI: 10.31857/S0032180X23600890, **EDN:** DQWBBW

ВВЕДЕНИЕ

Во Всемирной хартии почв отмечается, что почвы играют основополагающую роль для жизни на Земле, однако антропогенная нагрузка на них подходит к критическому уровню. Поэтому рациональное использование почв является одним из неотъемлемых элементов устойчивого сельского хозяйства, важным инструментом регулирования климата и сохранения экосистем. В этом документе рекомендуется правительствам стран мира разработать национальные системы контроля за состоянием почвенных ресурсов [15].

В России одними из самых плодородных почв традиционно считаются черноземы Центрально-Черноземного района (ЦЧР). Однако в силу их длительного нерационального использования стали усиливаться такие виды деградации, как эрозия, дегумификация, подкисление и др. [25,

27, 28]. Кроме того, из-за низкого уровня используемых агротехнологий долгие годы продуктивность агроэкосистем в ЦЧР была крайне низкой. В последние годы ситуация стала меняться в лучшую сторону, внедряются современные агротехнологии, увеличилось использование удобрений, начали проводиться работы по химической мелиорации кислых почв. При этом существенно возросла урожайность сельскохозяйственных культур [11, 24, 33].

В ЦЧР наиболее развитой в аграрном плане является Белгородская область. С 2011 г. в ней реализуется программа биологизации земледелия, которая является неотъемлемой составной частью экологизации сельского хозяйства [8, 22]. Основная цель этой программы — создать почвенную среду, способную к самовосстановлению и самообогащению за счет биологических, природных

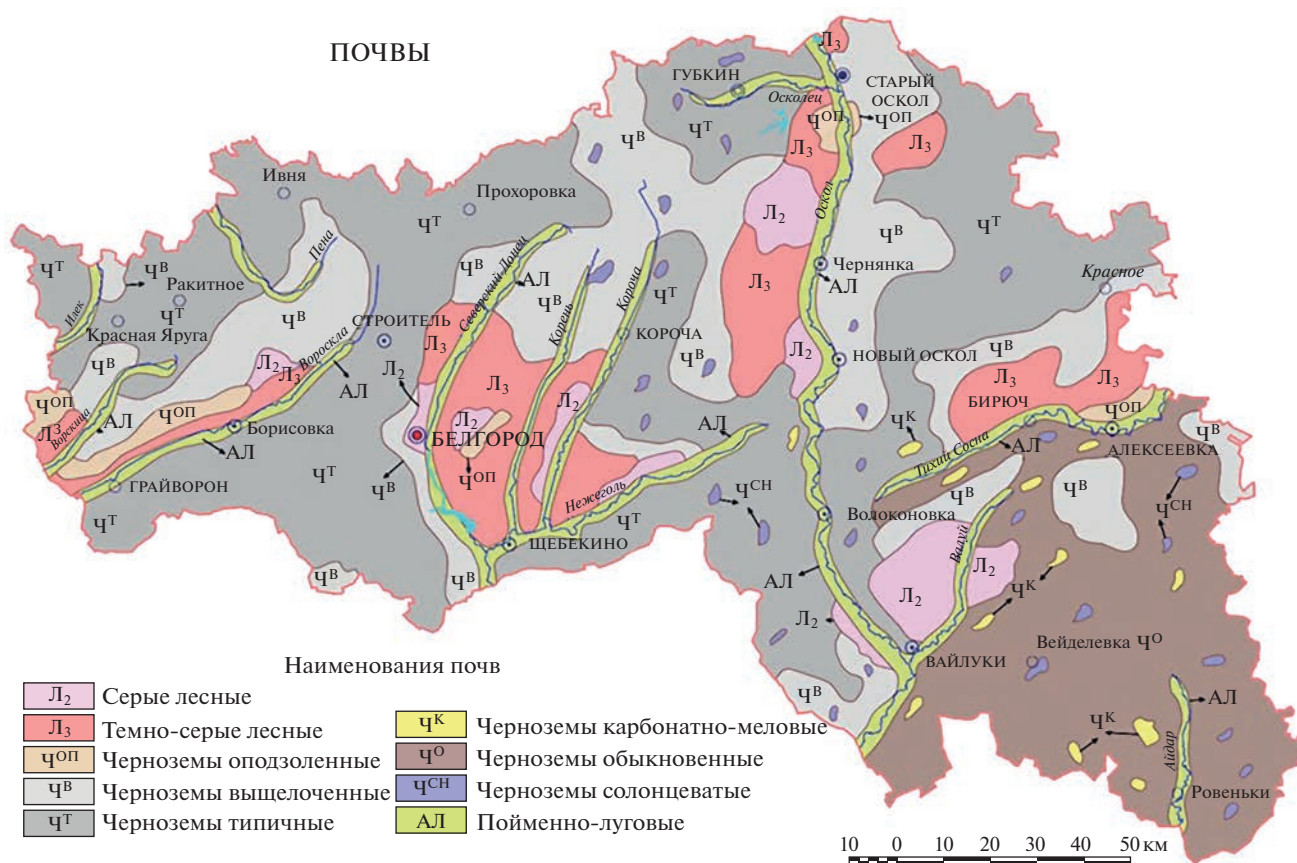


Рис. 1. Почвенная карта Белгородской области [9].

факторов, при этом продуктивность почвы должна быть увеличена как минимум в 1.5 раза [18].

В практическом плане реализация этой программы осуществляется посредством проектирования и последующего освоения проектов адаптивно-ландшафтных систем земледелия и охраны почв для всех землепользователей области [5–7].

Проектирование адаптивно-ландшафтных систем земледелия и охраны почв и последующая оценка эффективности их освоения во многом осуществляются на основе данных государственного агроэкологического мониторинга, проводимого агрохимической службой России [11, 30, 31].

Цель работы – проанализировать динамику агроэкологического состояния пахотных почв Белгородской области в процессе длительного (1964–2022 гг.) сельскохозяйственного использования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в 1964–2022 гг. в Белгородской области, расположенной на юго-западе ЦЧР России. Территория области включает лесостепную и степную природные зоны. Поч-

венный покров пашни лесостепной зоны представлен в основном черноземами типичными (Haplic Chernozems) (44.8% от всех пахотных почв области), выщелоченными (Luvic Chernozems) (25.7%) и темно-серыми лесными почвами (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems) (6.2%), а степной зоны – черноземами обыкновенными (Haplic Chernozems) (13.0%) (рис. 1). Доля эродированных пахотных почв составляет 47.9% [9, 23]. Посевная площадь под всеми сельскохозяйственными культурами в среднем за 2019–2022 гг. составила 1440.4 тыс. га [34].

Климат области – умеренно континентальный. Величина гидротермического коэффициента по Селянинову изменяется от 0.9 на юго-востоке степной зоны до 1.2 на западе лесостепной. Динамика среднегодовой температуры воздуха и годовой суммы осадков по циклам агрохимического обследования в среднем по метеостанциям (Белгород, Б. Фенино, Валуйки, Готня, Новый Оскол, Старый Оскол) представлена в табл. 1.

Фоновый мониторинг проводили на водораздельном участке “Ямская степь” государственного заповедника “Белогорье”, расположенного в лесостепной зоне в муниципальном образовании

Таблица 1. Динамика среднегодовой температуры воздуха и суммы осадков за год в Белгородской области

Показатель	Годы обследований (циклы)										
	1964–1970 (1)	1971–1975 (2)	1976–1983 (3)	1984–1989 (4)	1990–1994 (5)	1995–1999 (6)	2000–2004 (7)	2005–2009 (8)	2010–2014 (9)	2015–2018 (10)	2019–2022 (11)
$T, ^\circ\text{C}$	6.3	6.9	6.2	6.1	6.6	6.9	7.3	7.9	8.0	8.1	8.7
Осадки, мм	567	524	648	558	562	585	582	549	542	589	553

(МО) “Губкинский городской округ”, и территории целинного водораздельного участка, находящегося в степной зоне около с. Викторополь МО “Вейделевский район”.

В статье использованы материалы 11 циклов агроэкологического мониторинга почв, проводимого центром агрохимической службы “Белгородский”. В течение каждого цикла обследовали всю площадь пашни области. Продолжительность циклов составляла от 4 до 8 лет. За каждый цикл обследования отбирали и анализировали около 70 тыс. проб почвы. В почвенных пробах, отбираемых из пахотного слоя с элементарных участков площадью 15–20 га, определяли содержание органического вещества по методу Тюрина (ГОСТ 26213-91), подвижных форм фосфора (P_2O_5) и калия (K_2O) по методу Чирикова (экстрагент – 0.5 М уксусная кислота) (ГОСТ 26204-91), подвижных форм серы турбидиметрическим методом (экстрагент – 1 М раствор хлористого калия) (ГОСТ 26490-85). Гидролитическую кислотность определяли в соответствии с ГОСТ 26212-91, pH солевой вытяжки – по ГОСТ 26483-85. Подвижный молибден исследовали по методу Григга, для экстракции использовали оксалатно-буферный раствор с pH 3.3 (ГОСТ Р 50689-94). Подвижные формы бора определяли по методу Бергера и Труога (экстрагент – вода) (ГОСТ Р 50688-94). Определение содержания подвижных форм цинка, марганца, меди и кобальта проводили по методу Крупского и Александровой (экстрагент – ацетатно-аммонийный буферный раствор с pH 4.8) [14]. Валовое содержание элементов (экстрагент – 5 М HNO_3) и концентрацию их подвижных форм исследовали методом атомно-эмиссионной спектроскопии [13]. Удельную активность цезия-137 определяли методом γ -спектроскопии с использованием спектрометра-радиометра гамма – бета-излучений МКГБ-01 РАДЭК.

Статистическая обработка данных локального мониторинга включала расчет доверительного интервала для средних значений ($\bar{x} \pm t_{0.5} s \bar{x}$). В работе использованы опубликованные материалы Федеральной службы государственной статистики и Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Фоновый мониторинг. Важнейшим условием корректной оценки результатов агроэкологического мониторинга пахотных почв является наличие данных фонового состояния их целинных аналогов. Фоновый мониторинг проводится на землях особо охраняемых природных территорий (ООПТ).

В Белгородской области фоновое содержание органического вещества в верхней части гумусово-аккумулятивных горизонтов целинных черноземов выщелоченных и обыкновенных составляет 9.7 и 9.5% соответственно (высокая группа обеспеченности), а в черноземе типичном – 10.1% (очень высокая группа обеспеченности). Содержание подвижных форм P_2O_5 в черноземах выщелоченных и типичных оценивается как низкое, а в черноземе обыкновенном – среднее. Содержание подвижных форм K_2O во всех подтипах черноземов соответствует повышенному уровню обеспеченности.

Фоновое содержание подвижных форм серы и цинка во всех подтипах черноземов оценивается как низкое, а бора – высокое. Для черноземов выщелоченных и обыкновенных характерна низкая обеспеченность подвижными соединениями марганца, меди и кобальта. В черноземах выщелоченных обеспеченность подвижными формами молибдена соответствует низкому уровню, а в черноземах обыкновенных – среднему. Черноземы типичные характеризуются средней обеспеченностью подвижным марганцем, медью, кобальтом и низкой – молибденом (табл. 2).

Применение удобрений и мелиорантов. Большое влияние на агроэкологическое состояние пахотных почв и продуктивность агроэкосистем оказывают уровень использования удобрений и объемы химической мелиорации.

За период с первого по четвертый циклы обследования средние дозы внесения минеральных удобрений увеличились с 41 до 165 кг действующего вещества/га, что явилось следствием реализации широкомасштабной программы химизации сельского хозяйства. В четвертом цикле был достигнут максимальный для прошлого века объем внесения минеральных удобрений, при этом на долю азота приходилось 43.2, фосфора – 28.5, калия – 28.3%. В пятом и шестом циклах отмеча-

Таблица 2. Фоновое содержание органического вещества и подвижных форм элементов в целинных почвах ООПТ

Показатель		Чернозем выщелоченный (слой 10—20 см)		Чернозем типичный (слой 10—20 см)		Чернозем обыкновенный (20—30 см)	
		ООПТ “Ямская степь”				ООПТ Викторополь	
		содержание	группа обеспеченности	содержание	группа обеспеченности	содержание	группа обеспеченности
Органическое вещество, %		9.7	Высокая	10.1	Очень высокая	9.5	Высокая
Подвижные формы, мг/кг	P ₂ O ₅	24	Низкая	28	Низкая	56	Средняя
	K ₂ O	105	Повышенная	101	Повышенная	101	Повышенная
	S	2.90	Низкая	2.30	Низкая	2.80	Низкая
	Zn	0.75	Низкая	0.79	Низкая	0.82	Низкая
	Mn	5.42	Низкая	10.9	Средняя	8.9	Низкая
	Cu	0.19	Низкая	0.24	Средняя	0.17	Низкая
	Co	0.14	Низкая	0.20	Средняя	0.14	Низкая
	Mo	0.09	Низкая	0.09	Низкая	0.12	Средняя
	B	1.10	Высокая	1.50	Высокая	2.80	Высокая

лось существенное снижение использования удобрений до 112 и 38 кг д.в./га соответственно. В последующие годы внесение минеральных удобрений увеличивалось и достигло максимального для текущего века уровня в одиннадцатом цикле (114.4 кг д.в./га), при этом доли азота, фосфора и калия составили 64.8, 17.3, 17.9% соответственно (рис. 2).

Уровень внесения органических удобрений увеличился с 1.6 т/га в первом до 5.4 т/га в четвертом циклах, а затем снизился до 1.2 т/га в восьмом. В последующие годы в Белгородской области очень успешно стало развиваться птицеводство и свиноводство, в результате чего увеличились объемы образования органических удобрений и в одиннадцатом цикле уровень их использования достиг исторического максимума 9.6 т/га.

В последние годы за счет использования высокопродуктивных сортов и гибридов сельскохозяйственных культур, современных средств защиты растений, системы машин, позволяющих повысить качество внесения агрохимикатов и других технологических операций, существенно увеличилась эффективность удобрений. Например, в пятом цикле под сахарную свеклу в среднем вносилось 6.6 т/га органических, 308 кг д.в./га минеральных удобрений, и достигалась урожайность в 21.2 т/га, а в одиннадцатом цикле средняя доза внесения органических удобрений уменьшилась на 24.2% до 5.0 т/га, минеральных увеличилась на 19.2% до 367 кг д.в./га, но при этом урожайность выросла в 2.15 раза. За этот же период урожайность озимой пшеницы увеличилась в 1.58 раза, но средняя доза минеральных удобрений увеличилась всего на 11.8%, а органических снизилась в

2.54 раза. Урожайность кукурузы на зерно выросла в 3.18 раза, но при этом использование минеральных удобрений сократилось на 41.4%, а органических увеличилось в 7.65 раза (табл. 3).

Объемы известкования кислых почв в четвертом и пятом циклах составляли 33.1 и 31.3 тыс. га в год соответственно. В седьмом и восьмом циклах объемы химической мелиорации упали до минимума 1.2 и 1.7 тыс. га в год. В последующие годы благодаря реализации областной, а затем и федеральной программ по субсидированию данных работ объемы известкования существенно возросли. В десятом цикле ежегодно известковалось 75 тыс. га кислых почв (30.2% от уровня Российской Федерации).

В ЦЧР за 2015–2020 гг. наиболее высокие средние дозы минеральных удобрений вносились в Курской (156 кг д.в./га), а самые низкие – в Воронежской (88 кг д.в./га) областях. За эти годы, помимо Белгородской, наибольший уровень использования органических удобрений наблюдался в Воронежской (3.34 т/га), а наименьший – в Тамбовской (0.24 т/га) областях. Ежегодная площадь, на которой проводилось известкование кислых почв, составляла в Липецкой области 27.0, Тамбовской – 13.5, Курской и Воронежской областях – по 13.0. тыс. га [11, 34].

Содержание органического вещества в почвах традиционно считается важнейшим показателем его экологического состояния, вещественно-энергетической основой функционирования экосистем всех рангов [12]. В последние годы особенно важную роль органическому веществу почвы отводят в секвестировании выбросов углекислого газа [1, 4]. Неслучайно гумусовый слой почв

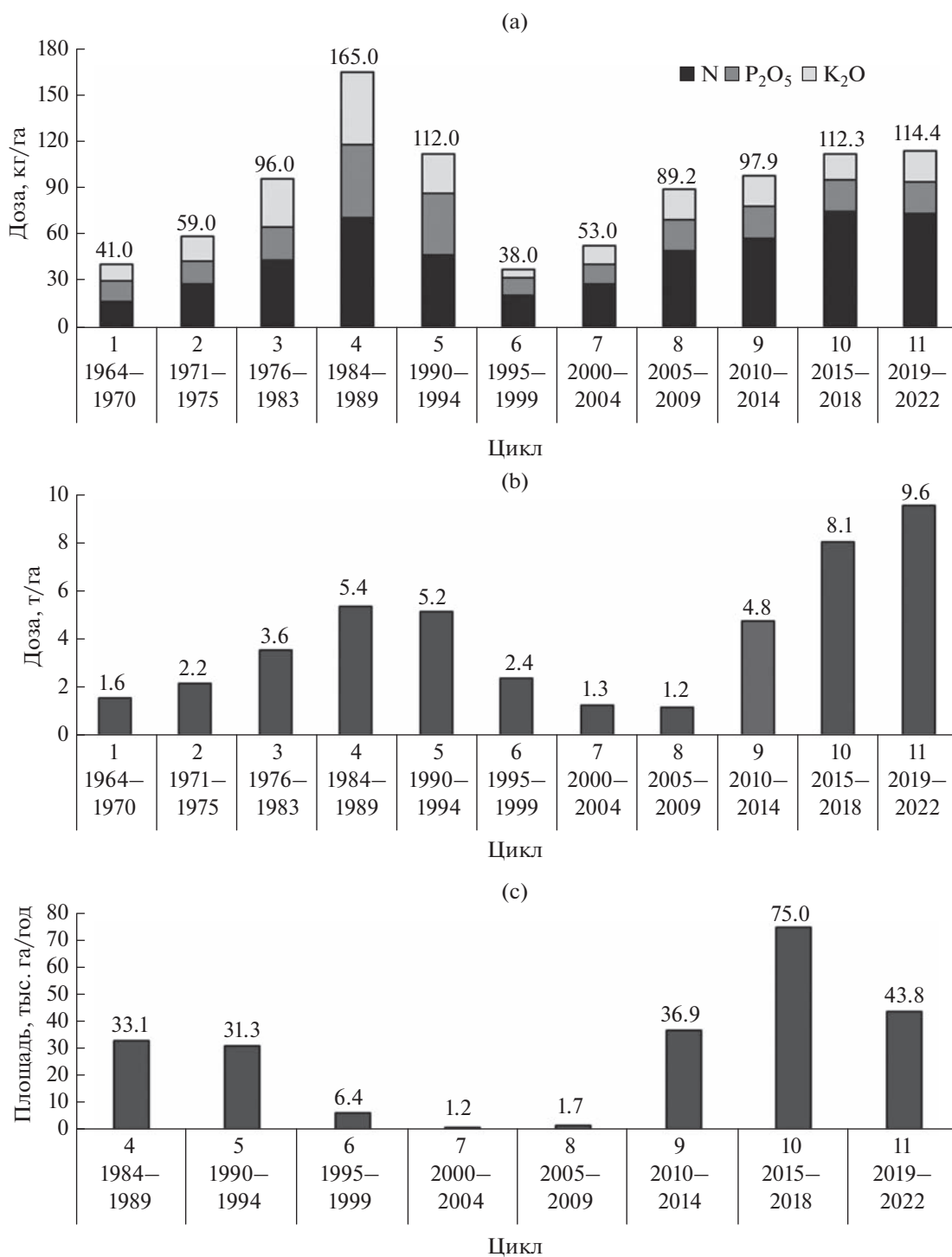


Рис. 2. Динамика внесения минеральных (а), органических (б) удобрений и площади известкования кислых почв (с).

планеты считается особой энергетической оболочкой – гумусосферой [21].

В экстенсивном земледелии, при низком уровне использования удобрений, содержание органического вещества во многом определяет пищевой режим почв и, в первую очередь, азотный, по-

скольку в нем аккумулировано более 90% этого элемента от общих запасов. Между содержанием в пахотном слое почв органического вещества (x , %) и легкогидролизуемого азота по Корнфилду (Y , мг/кг) установлена тесная прямая связь. На основе обработки результатов выборки, состоя-

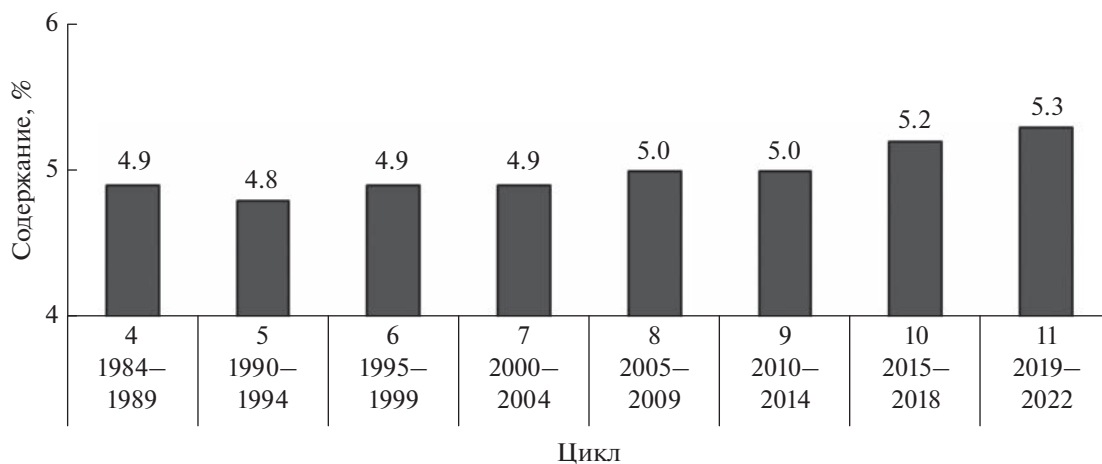


Рис. 3. Динамика средневзвешенного содержания органического вещества в пахотных почвах.

шей из 100 образцов с содержанием органического вещества от 4 до 6%, разработана математическая модель, позволяющая с высокой точностью рассчитывать содержание легкогидролизуемого азота.

$$Y = 23x + 51; R^2 = 0.90.$$

При использовании современных интенсивных агротехнологий с высоким уровнем внесения удобрений связь между содержанием органического вещества в почвах и урожайностью культур достаточно слабая. Например, в ЦЧР наибольшее средневзвешенное содержание органического вещества в пахотных почвах характерно для Тамбовской (6.5%), а самое низкое – для Курской (4.7%) областей. Однако благодаря высокому уровню использования минеральных удобрений в среднем за 2015–2020 гг. в Курской области уро-

жайность зерновых и зернобобовых культур составила 4.95, а в Тамбовской – 3.67 т/га [11, 34].

В Белгородской области с четвертого по девятый циклы обследования средневзвешенная величина содержания органического вещества в почвах пашни варьировала в пределах 4.8–5.0%, а в одиннадцатом цикле возросла до 5.3% (рис. 3). Увеличение данного параметра на 0.3% соответствует росту запасов органического вещества в пахотном слое (массой 3000 т/га) на 9 т/га, в которых депонируется 5.2 т/га углерода (или 19 т/га в пересчете на CO₂).

В последнем цикле доля почв с повышенным содержанием данного показателя возросла до исторического максимума (20.0%), а с низким – уменьшилась до минимума 10.9%. Преобладающими являются пахотные почвы со средним содержанием органического вещества (68.9%) (рис. 4).

Таблица 3. Динамика внесения удобрений и урожайности некоторых сельскохозяйственных культур [34]

Показатель		Годы обследования (цикл)						
		1990–1994 (5)	1995–1999 (6)	2000–2004 (7)	2005–2009 (8)	2010–2014 (9)	2015–2018 (10)	2019–2022 (11)
Озимая пшеница								
Урожайность, т/га		3.23	2.23	2.68	3.30	3.54	4.50	5.09
Внесено органических, т/га		15.5	8.2	4.5	2.3	4.0	4.5	6.1
удобрений минеральных, кг/га		119	49	64	79	100	115	133
Кукуруза на зерно								
Урожайность, т/га		2.25	2.32	2.66	3.93	4.97	6.65	7.15
Внесено органических, т/га		3.7	0.8	0.2	2.0	11.1	25.1	28.3
удобрений минеральных, кг/га		222	75	98	152	133	130	130
Сахарная свекла								
Урожайность, т/га		21.2	17.9	23.4	21.8	36.8	44.1	45.6
Внесено органических, т/га		6.6	3.6	2.7	3.1	4.5	5.9	5.0
удобрений минеральных, кг/га		308	199	252	346	303	323	367

Средневзвешенное содержание органического вещества в почвах муниципальных образований области варьирует в пределах от 4.07 (Грайворонский район) до 6.03% (Прохоровский район).

Отмеченная закономерность увеличения обеспеченности почв органическим веществом обусловлена совместным влиянием нескольких факторов.

Во-первых, уровень внесения органических удобрений в десятом и одиннадцатом циклах был выше 8 т/га. По обобщенным данным, в зерно-пропашных севооборотах ЦЧР доза навоза крупного рогатого скота, при которой формируется бездефицитный баланс органического вещества почвы, находится в пределах 6–8 т/га севооборотной площади [11].

Во-вторых, существенно увеличилось поступление растительных остатков за счет возросшей продуктивности агроэкосистем. Например, при увеличении урожайности зерна озимой пшеницы и кукурузы соответственно с 3.30 и 4.97 в девятом цикле до 5.09 и 7.15 т/га в одиннадцатом цикле выход побочной продукции увеличился с 5.2 и 7.7 до 6.7 и 10.3 т/га. Благодаря реализации региональной программы биологизации земледелия была широко внедрена практика возделывания сидеральных культур (в основном горчицы белой). В девятом цикле сидераты высевались в среднем на площади 124, десятом – 303, одиннадцатом – 317 тыс. га/год (22.0% от общей посевной площади). По содержанию органического вещества 1 т соломы приравнивается к 3.6 т навоза КРС, а 1 т сидерата крестоцветных культур – к 0.7 т [17]. Кроме того, в одиннадцатом цикле в структуре посевных площадей области 5.7% занимали многолетние бобовые травы, под которыми формируется положительный баланс органического вещества почвы за счет растительных остатков.

В-третьих, в области существенно сократилась площадь чистых паров, за счет чего уменьшились размеры минерализации органического вещества. Если в девятом цикле их площадь составляла 128.6, то в десятом – 64.7, а в одиннадцатом – только 47.1 тыс. га. Размер минерализации органического вещества почвы под чистыми парами оценивается в 0.02% от его запасов в пахотном слое, что в среднем для почв области составляет около 3 т/га. Фактором, существенно снижающим минерализацию органического вещества, является переход на минимальные способы обработки почвы, освоение технологии прямого сева и системы no-till (которая не вполне изучена в России). Например, в 2020 г. прямой посев проводился на 23.5% всей посевной площади. В основном эта технология сева используется в звене севооборота соя–озимая пшеница. Система no-till (полный отказ от обработок почвы в севообороте) использовалась на 11.8% посевной площади.

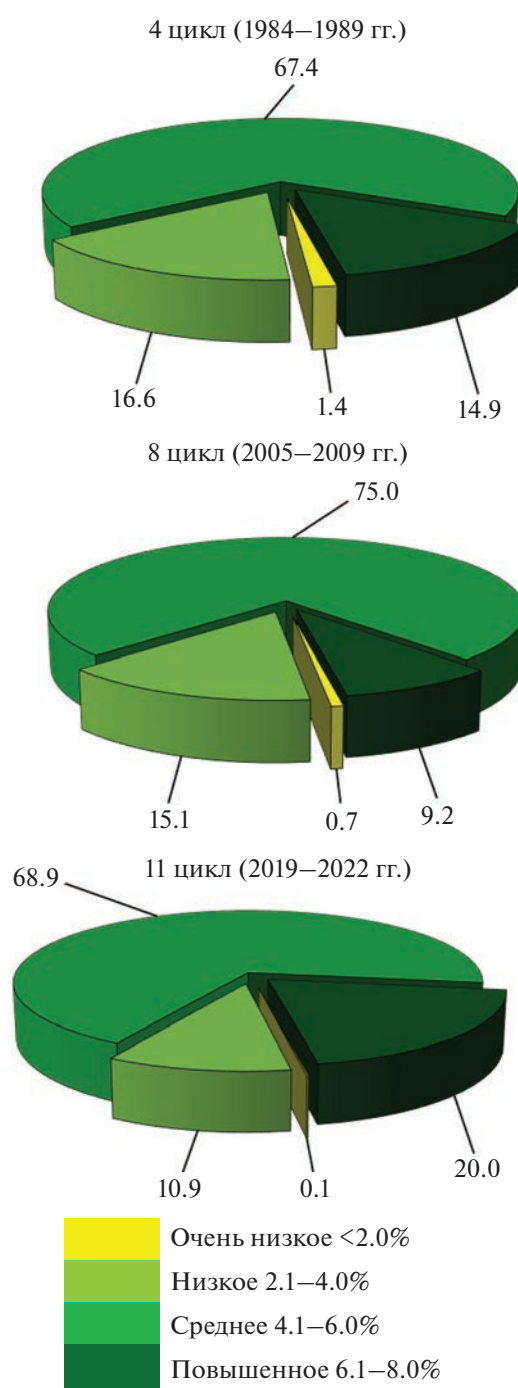


Рис. 4. Динамика распределения пахотных почв по содержанию органического вещества, % от обследованной площади.

Кислотность является очень важным агроэкологическим параметром состояния почв. Уровень кислотности почв во многом определяет доступность для растений фосфора, микроэлементов, радионуклидов, размеры симбиотической азотфиксации бобовыми культурами, микробиологическую активность почв.

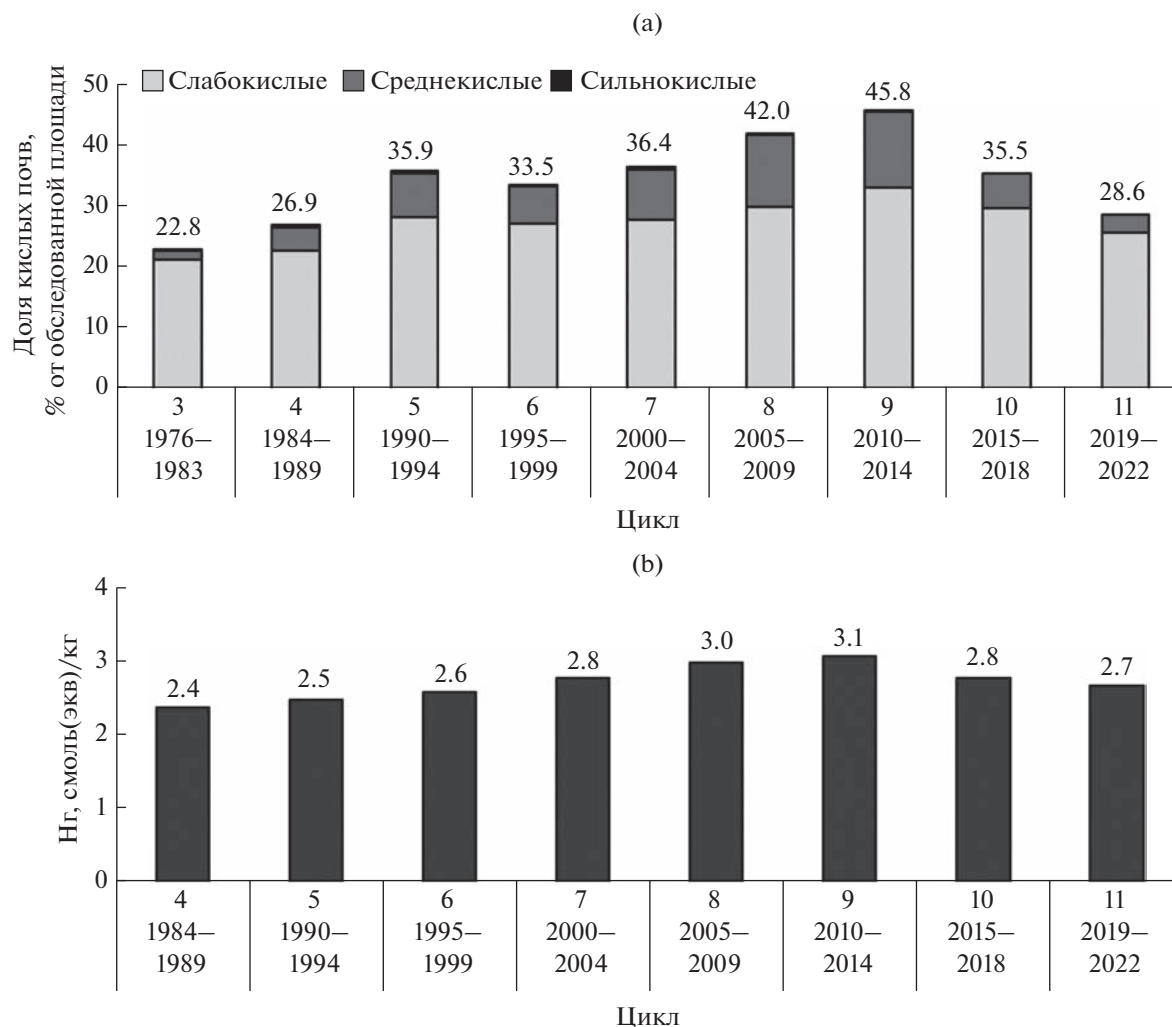


Рис. 5. Динамика доли кислых почв (a) и гидролитической кислотности (b).

Пахотные почвы лесостепной зоны Центрального Черноземья при длительном сельскохозяйственном использовании достаточно сильно подкисляются, если не проводится их периодическое известкование. Основная причина подкисления почвенного раствора заключается в постоянном вымывании кальция из пахотного слоя. Этот процесс усиливается при использовании физиологически кислых минеральных удобрений [11, 24, 31].

Подкисление почв в ЦЧР можно считать одним из самых масштабных видов их деградации, крайне негативно влияющим на продуктивность агроэкосистем, в первую очередь, на урожайность сахарной свеклы, производство которой в регионе составляет около половины от российского уровня. В Курской, Липецкой, Тамбовской областях, полностью расположенных в лесостепной зоне, доля кислых почв соответственно составляет 71.0, 77.9, 77.3%, в том числе средне- и сильнокислых – в сумме 32.8, 30.6, 30.0% [11].

В третьем цикле агрохимического обследования была зафиксирована минимальная доля кислых почв 22.8%, в том числе среднекислых – 1.5 и сильнокислых – 0.1%. Затем доля кислых почв стала закономерно увеличиваться по причине недостаточных объемов известкования и в девятом цикле достигла максимального уровня 45.8%, в том числе средне- и сильнокислых почв 12.6 и 0.2% соответственно. Однако благодаря успешной реализации областной программы химической мелиорации в десятом цикле доля кислых почв уменьшилась до 35.5% (в том числе 5.8% – среднекислых), а в одиннадцатом цикле – до 28.6% (3.0% – среднекислых) (рис. 5). В последнем цикле обследования самая высокая доля кислых почв была зафиксирована в Ивнянском районе МО (56.2%), расположенном на западе лесостепной зоны области, а в Ровеньском районе МО, находящемся в степной зоне, кислых почв не выявлено (табл. 4).

Таблица 4. Дозы внесения удобрений, урожайность озимой пшеницы и средневзвешенные значения показателей агроэкологического состояния пахотных почв за 11 цикл обследования (2019–2022 гг.)

Муниципальное образование	Внесено минеральных удобрений, кг/га	Урожайность озимой пшеницы, т/га	Доля кислых почв, %	Нг, смоль(экв)/кг	Органическое вещество, %	Содержание подвижных форм, мг/кг почвы							
						P ₂ O ₅	K ₂ O	S	Mn	Zn	Cu	Co	Mo
Лесостепная зона													
Грайворонский городской округ	144	5.54	52.8	3.56	4.07	127	137	2.78	10.7	0.40	0.14	0.086	0.18
Губкинский городской округ	110	4.84	48.9	3.57	5.96	119	141	3.22	10.9	0.51	0.14	0.085	0.12
Новооскольский городской округ	119	5.40	24.7	2.64	5.45	185	199	4.22	12.1	0.48	0.10	0.079	0.11
Старооскольский городской округ	96	4.72	22.3	2.25	5.39	122	141	2.95	11.0	0.46	0.12	0.081	0.13
Шебекинский городской округ	120	5.58	36.3	3.00	5.08	157	183	5.08	12.4	0.45	0.15	0.074	0.12
Яковлевский городской округ	92	5.44	41.2	3.22	5.31	168	182	4.12	11.1	0.52	0.11	0.080	0.12
Белгородский район	102	5.57	26.6	2.94	4.91	174	163	3.70	9.6	0.64	0.14	0.093	0.12
Борисовский район	149	5.30	42.5	3.10	4.52	118	168	4.10	12.1	0.56	0.11	0.074	0.11
Ивнянский район	129	5.81	56.2	3.74	5.67	157	162	3.54	14.0	0.61	0.12	0.075	0.15
Корочанский район	113	5.51	36.8	3.17	5.48	140	181	4.06	12.1	0.55	0.13	0.083	0.12
Красненский район	59	4.46	21.5	2.24	5.51	99	124	1.93	10.4	0.28	0.19	0.083	0.13
Краснояружский район	н. д.	5.92	36.2	3.02	4.62	130	117	3.08	7.9	0.80	0.11	0.083	0.14
Прохоровский район	164	5.61	46.9	3.68	6.02	136	171	5.16	12.9	0.56	0.13	0.074	0.13
Ракитянский район	88	5.77	45.8	3.30	5.49	168	165	5.33	10.8	1.12	0.14	0.084	0.14
Чернянский район	103	5.05	22.0	2.42	4.78	154	160	3.37	9.4	0.36	0.13	0.084	0.13
Образования, частично входящие в степную и лесостепную зоны													
Алексеевский городской округ	89	4.34	9.2	1.69	5.22	118	153	5.61	11.4	0.43	0.14	0.070	0.13
Валуйский городской округ	113	4.48	10.8	1.81	5.00	123	148	2.73	9.4	0.37	0.10	0.072	0.14
Волоконовский район	148	5.14	19.3	2.49	5.44	162	167	2.68	11.1	0.45	0.10	0.079	0.12
Красногвардейский район	130	4.74	22.1	2.38	5.32	149	186	2.41	9.4	1.35	0.15	0.091	0.12
Степная зона													
Вейделевский район	130	4.73	3.4	1.64	5.61	108	155	3.91	9.0	0.39	0.12	0.082	0.13
Ровенский район	70	3.80	0.0	1.03	5.30	99	136	6.14	14.7	0.45	0.18	0.066	0.12

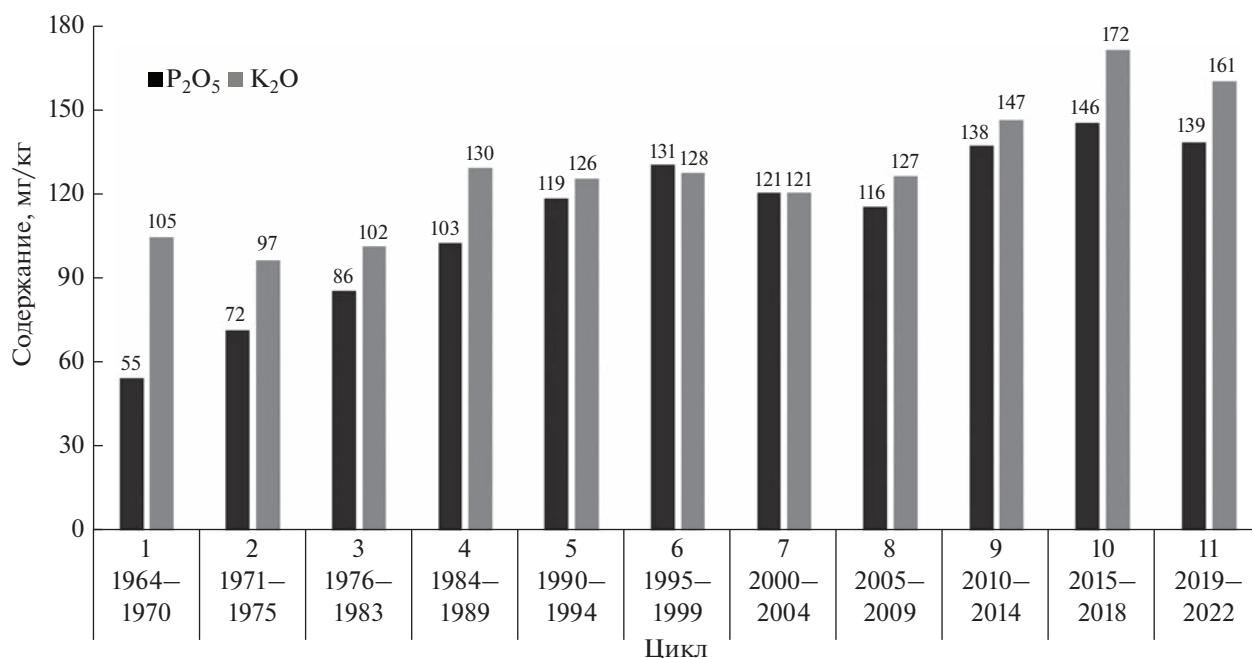


Рис. 6. Динамика средневзвешенного содержания подвижных форм фосфора и калия в пахотных почвах.

Средневзвешенная величина гидролитической кислотности (Нг) в почвах области минимальной была в четвертом цикле (2.4 смоль(экв)/кг), а максимальной — в девятом цикле (3.1 смоль(экв)/кг). В одиннадцатом цикле величина данного параметра снизилась до 2.7 смоль(экв)/кг. По муниципальным образованиям области средневзвешенная величина (Нг) изменяется от 1.03 в степной зоне (Ровеньский район) до 3.57 смоль(экв)/кг — в лесостепной (Ивнянский район).

Содержание подвижных форм фосфора и калия в пахотных почвах является одним из основных показателей их окультуренности. Эти данные используются при расчете доз фосфорных и калийных удобрений.

Минимальное средневзвешенное содержание подвижных форм фосфора в почвах области, близкое к фоновым значениям, было зафиксировано в первом цикле обследования (55 мг/кг). По мере увеличения доз вносимых удобрений величина данного параметра возросла в шестом цикле обследования до 131 мг/кг. Сокращение использования удобрений привело к снижению этого показателя плодородия до 116 мг/кг в восьмом цикле, а затем по мере увеличения применения удобрений средневзвешенное содержание подвижного фосфора возросло до 138 мг/кг в девятом цикле и до 146 мг/кг — в десятом (рис. 6).

В одиннадцатом цикле величина этого параметра снизилась до 139 мг/кг по причине высоких объемов известкования кислых почв. Снижение кислотности приводит к уменьшению подвижности фосфа-

тов в почве. В пределах области наиболее высокое средневзвешенное содержание подвижных форм фосфора отмечалось в пахотных почвах МО Новосокольский район (185 мг/кг), а самое низкое — в МО Красненский район (99 мг/кг) (табл. 4). В последнем цикле обследования доля почв с очень высоким содержанием подвижного фосфора составила 16.5% (рис. 7). При таком уровне обеспеченности почв подвижным фосфором рекомендуется ограничивать использование фосфорных удобрений. Преобладающими являются почвы со средней обеспеченностью данным элементом (32.5%).

Пахотные почвы Белгородской области характеризуются самым высоким средневзвешенным содержанием подвижных форм фосфора в ЦЧР. В почвах пашни Курской, Воронежской, Липецкой и Тамбовской областей величина данного параметра составляет 129, 104, 98 и 88 мг/кг соответственно [11].

Величина средневзвешенного содержания подвижных форм калия в пахотных почвах в первом цикле обследования составляла 105 мг/кг, что соответствует уровню в фоновой почве. В четвертом цикле обследования величина этого показателя достигла 130 мг/кг, а к седьмому циклу снизилась до 121 мг/кг. Возросшие объемы использования удобрений, особенно органических, привели к увеличению содержания подвижного калия в почвах до 172 мг/кг в десятом цикле.

В одиннадцатом цикле величина данного параметра немного снизилась и составила 161 мг/кг. Наиболее высокое средневзвешенное содержа-

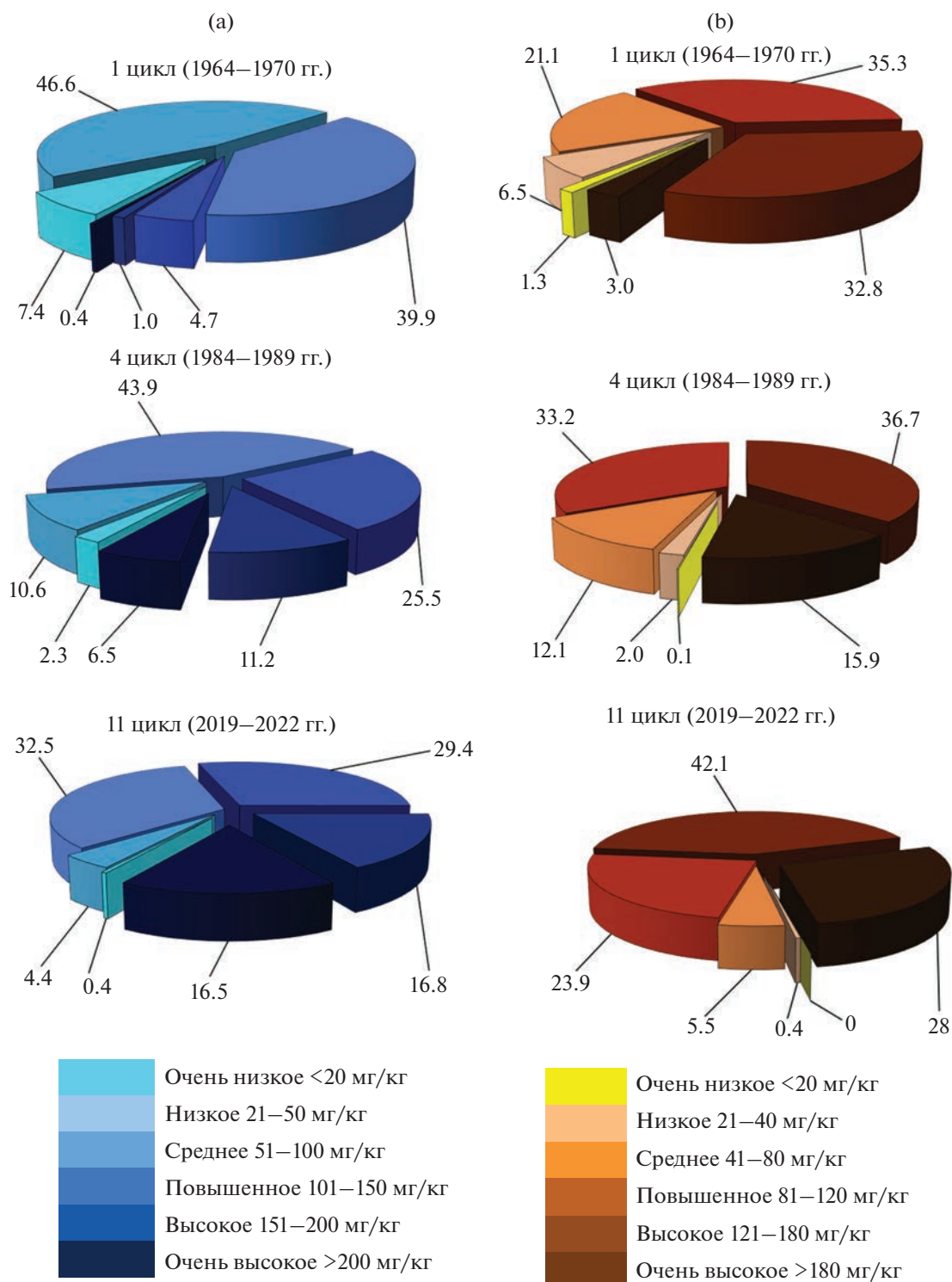


Рис. 7. Динамика распределения пахотных почв по содержанию подвижных форм фосфора (а) и калия (б), % от обследованной площади.

ние подвижного калия было установлено в почвах пашни МО Новооскольский район (199 мг/кг), самое низкое – в МО Красненский район (124 мг/кг) (табл. 5). Доля почв с очень высокой обеспеченностью подвижным калием, на которых рекомен-

дуют ограничить использование калийных удобрений, составила 28.1%. Большинство пахотных почв области (42.1%) относится к категории с высокой обеспеченностью подвижными формами этого элемента (рис. 7).

Таблица 5. Динамика распределения пахотных почв – по содержанию подвижных форм серы и микроэлементов

Показатель		Годы обследования (цикл)						
		1990–1994 (5)	1995–1999 (6)	2000–2004 (7)	2005–2009 (8)	2010–2014 (9)	2015–2018 (10)	2019–2022 (11)
S								
Средневзвешенное содержание, мг/кг		6.80	5.47	3.47	2.60	2.80	3.30	3.88
Группы обеспеченности, % от площади	высокая >12 мг/кг	6.1	2.3	1.1	0.3	0.9	1.2	2.9
	средняя 6–12 мг/кг	45.7	27.7	10.9	2.5	4.1	8.4	11.4
	низкая <6 мг/кг	48.2	70.0	65.7	97.2	95.0	90.4	85.7
Mn								
Средневзвешенное содержание, мг/кг		17.5	12.1	9.8	9.2	10.3	11.7	11.4
Группы обеспеченности, % от площади	высокая >20 мг/кг	30.4	10.8	3.2	0.6	4.0	4.9	2.4
	средняя 10–20 мг/кг	44.5	44.2	31.1	35.0	42.4	56.6	57.5
	низкая <10 мг/кг	25.1	45.0	65.7	64.4	53.6	38.5	40.1
Zn								
Средневзвешенное содержание, мг/кг		1.40	0.66	0.51	0.50	0.52	0.49	0.54
Группы обеспеченности, % от площади	высокая >5 мг/кг	1.9	0	0	0	0.1	0.1	0.5
	средняя 2–5 мг/кг	13.6	1.1	0.9	0.2	0.7	1.1	2.3
	низкая <2 мг/кг	84.5	98.9	99.1	99.8	99.2	98.8	97.2
Co								
Средневзвешенное содержание, мг/кг		Нет данных			0.08	0.10	0.08	0.08
Группы обеспеченности, % от площади	высокая >0.3 мг/кг	»			0.5	0.1	0.1	0
	средняя 0.15–0.3 мг/кг	»			2.5	5.6	0.6	1.2
	низкая <0.15 мг/кг	»			97.0	94.3	99.3	98.8

Средневзвешенное содержание подвижных форм калия в почвах пашни Белгородской области существенно выше, чем в других областях ЦЧР. Величина данного параметра в почвах Липецкой, Воронежской, Курской и Тамбовской областей составляет 138, 135, 112, 106 мг/кг соответственно [11].

Содержание подвижных форм серы и микроэлементов является важным параметром почвенного плодородия, существенно влияющим на продуктивность агроэкосистем и качество растениеводческой продукции [2, 10, 16]. Причем факторами, лимитирующими продуктивность агроэкосистем, могут стать как их низкие содержания в почве, так и чрезмерно высокие, превышающие предельно допустимые концентрации (ПДК).

Средневзвешенное содержание подвижной серы с пятого по восьмой циклы уменьшилось с 6.80 до 2.60 мг/кг, а затем стало увеличиваться и в одиннадцатом цикле достигло 3.88 мг/кг. Основной причиной резкого снижения содержания подвижной серы в почвах является отказ от использования простого и двойного суперфосфатов, в которых содержание этого элемента составляло 13 и 6% соответственно. По данным последнего цикла обследования, 85.7% пашни относится к категории низкообеспеченных по этому показателю (табл. 5).

Средневзвешенное содержание подвижных форм цинка в почвах было максимальным (1.4 мг/кг) в пятом цикле, но уже в седьмом цикле величина данного параметра снизилась до 0.51 мг/кг и в последующем изменялась незначительно. В одиннадцатом цикле доля почв, низкообеспеченных этим элементом, составила 97.2%.

Максимальное средневзвешенное содержание подвижных форм марганца (17.5 мг/кг) отмечалось в пятом, а минимальное (9.2 мг/кг) – в восьмом циклах. Затем величина данного параметра увеличивалась до 11.7 мг/кг в десятом цикле. В одиннадцатом цикле средневзвешенное содержание подвижного марганца составило 11.4 мг/кг, а доля низкообеспеченных почв – 40.1%.

Средневзвешенное содержание подвижных форм кобальта в почвах было относительно стабильным на протяжении всех циклов обследования. В одиннадцатом цикле величина данного параметра составила 0.08 мг/кг, а доля почв с низким содержанием элемента – 97.2%.

За период с девятого по одиннадцатый циклы наблюдается тренд к увеличению средневзвешенного содержания подвижных форм меди с 0.11 до 0.13 мг/кг и снижению доли низкообеспеченных почв с 96.9 до 92.5%.

В одиннадцатом цикле впервые проведено определение содержания в почвах области подвижных форм молибдена. Было установлено, что средневзвешенное содержание составляет 0.13 мг/кг, доля низкообеспеченных почв — 21.3, среднеобеспеченных — 76.9, высокообеспеченных — 1.8%.

Содержание подвижных форм бора в целинных и пахотных черноземах ЦЧР, как правило, оценивается как высокое, поэтому в программу сплошного обследования данный показатель не включается. Выборочное обследование на площади 225 тыс. га в одиннадцатом цикле показало, что средневзвешенное содержание подвижного бора составляет 2.07 мг/кг и 98.2% почв относятся к категории высокообеспеченных (>0.7 мг/кг).

Основными факторами, влияющими на содержание подвижных форм серы и микроэлементов в почвах, являются дозы вносимых органических удобрений и объемы известкования. С увеличением использования органических удобрений существенно возросло поступление серы и микроэлементов в агроэкосистемы, однако в результате высоких объемов известкования снижается подвижность в почвах цинка, марганца, меди и кобальта. Фактов превышения ПДК подвижных форм цинка, меди, кобальта, марганца в почвах области никогда не выявлялось.

В Воронежской, Курской, Липецкой, Тамбовской областях доля почв, низкообеспеченных подвижными формами серы, находится в пределах 74.1–95.1, цинка — 99.3–99.9, меди — 96.4–99.5%. В Воронежской, Курской и Тамбовской областях доля почв с низким содержанием подвижных форм кобальта составляет 98.3–99.7%, марганца — 51.9–88.3% [3, 11].

Содержание мышьяка, кадмия, свинца, ртути и удельная активность ^{137}Cs в почвах определяется в рамках локального агроэкологического мониторинга, проводимого на реперных объектах. В черноземе обыкновенном среднее валовое содержание мышьяка, кадмия, свинца, ртути соответственно составляет 5.48 ± 0.34 , 0.35 ± 0.02 , 11.2 ± 0.4 , 0.023 ± 0.002 мг/кг, а в черноземе типичном — 4.18 ± 0.38 , 0.32 ± 0.01 , 10.3 ± 0.6 , 0.022 ± 0.002 мг/кг. Эти элементы относятся к первому классу опасности, и их содержание нормируется в почвах многих стран мира [26, 32]. Фактов превышения ориентировочно допустимой концентрации (ОДК) свинца, кадмия, мышьяка и ПДК ртути в почвах установлено не было [19, 20, 29]. Средняя удельная активность искусственного радионуклида ^{137}Cs в пахотном слое черноземов обыкновенных составляла 24.9 ± 2.2 , типичных — 17.3 ± 1.6 Бк/кг.

Анализ растениеводческой продукции показал, что превышения уровней ПДК этих элементов для продовольственного сырья и максималь-

но допустимых уровней, установленных для кормовой продукции, в исследованиях не выявлено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведения исследований установлено, что в течение одиннадцатого цикла обследования (2019–2022 гг.) средний уровень внесения минеральных удобрений составил 114.4 кг д.в./га, органических — 9.6 т/га, известкования кислых почв — 43.8 тыс. га в год. В результате средняя урожайность озимой пшеницы увеличилась до 5.09, сахарной свеклы — до 45.6, кукурузы на зерно — до 7.15 т/га. При этом в почвах пашни зафиксировано максимальное за весь период наблюдений значение средневзвешенного содержания органического вещества (5.3%). Доля кислых почв снизилась до 28.6%, в том числе среднекислых — до 3.0%. Величина гидролитической кислотности уменьшилась до 2.7 смоль(экв)/кг. Средневзвешенное содержание подвижных форм P_2O_5 (139 мг/кг) и K_2O (161 мг/кг) является самым высоким в ЦЧР. К категории низкообеспеченных по содержанию подвижных форм серы относится 85.7% обследованных почв, цинка — 97.2, меди — 92.5, кобальта — 98.8, марганца — 40.1, молибдена — 21.3%. По содержанию подвижных форм бора 98.2% почв относится к категории высокообеспеченных.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00169, <https://rscf.ru/project/23-17-00169/>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубровина И.А., Мошкина Е.В., Туонен А.В. и др. Динамика свойств почв и экосистемные запасы углерода при разных типах землепользования (средняя тайга Карелии) // Почвоведение. 2022. № 9. С. 1112–1125. EDN: ZXDNFU.
2. Жуйков Д.В. Мониторинг содержания микроэлементов (Mn, Zn, Co) в агроценозах юго-западной части Центрально-Черноземного района России // Земледелие. 2020. № 5. С. 9–13. EDN: BKWJAT.
3. Жуйков Д.В. Сера и микроэлементы в агроценозах (обзор) // Достижения науки и техники АПК. 2020. Т. 34. № 11. С. 32–42. EDN: OQPRVA.
4. Завьялова Н.Е. Углеродпротекторная емкость дерново-подзолистой почвы естественных и агроэкосистем Предуралья // Почвоведение. 2022. № 8. С. 1046–1055. EDN: AOKTSG.
5. Кирюшин В.И. Экологические основы проектирования сельскохозяйственных ландшафтов. СПб.: ООО “Квадро”, 2018. 568 с.

6. Кирюшин В.И. Экологические функции ландшафта // Почвоведение. 2018. № 1. С. 17–25.
7. Кирюшин В.И. Управление плодородием почв и продуктивностью агроценозов в адаптивно-ландшафтных системах земледелия // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1130–1139.
8. Костин И.Г. Использование геоинформационных систем для анализа экологического состояния агроландшафтов // Московский экономический журн. 2023. Т. 8. № 2. EDN: FEYMQJ.
9. Соловichenko В.Д., Лукин С.В., Лисецкий Ф.Н., Голушов П.В. Красная книга почв Белгородской области. Белгород: изд-во БелГУ, 2007. 139 с.
10. Левшаков Л.В., Пироженко В.В. Сера в почвах Курской области // Агрохимический вестник. 2022. № 3. С. 49–53. EDN: EFSVKT.
11. Лукин С.В. Мониторинг агроэкологического состояния пахотных почв Центрально-Черноземного района России // Агрохимия. 2023. № 4. С. 67–77. EDN: DIMNZW.
12. Лыков А.М., Еськов А.И., Новиков М.Н. Органическое вещество пахотных почв Нечерноземья: (Актуальность и состояние проблемы, рабочие гипотезы исследований, сопряженность агрономических и экологических функций, динамика в агроценозах, принципы моделирования и технологии воспроизводства). М.: Изд-во РАСХН, 2004. 630 с.
13. Методические указания по определению тяжелых металлов в почвах сельхозугодий и продукции растениеводства. М.: Типография Московской с.-х. академии им. К.А. Тимирязева, 1992. 61 с.
14. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения М.: Росинформагротех, 2003. 240 с.
15. Пересмотренная Всемирная хартия почв. ФАО, 2015. 10 с.
16. Побилат А.Е., Волошин Е.И. Мониторинг микроэлементов в почвах (обзор) // Микроэлементы в медицине. 2021. Т. 22. № 4. С. 14–26. EDN: JULBPJ.
17. Рекомендации по проектированию интегрированного применения средств химизации в ресурсосберегающих технологиях адаптивно-ландшафтного земледелия: инструктивно-методическое издание. М.: Росинформагротех, 2010. 464 с.
18. Савченко Е.С. Выступление Губернатора Белгородской области, члена-корреспондента РАН Е.С. Савченко // Вестник Российской академии наук. 2019. Т. 89. № 5. С. 525–526. EDN: NRAVXF.
19. Селюкова С.В. Агроэкологическая оценка содержания тяжелых металлов в кукурузе и подсолнечнике // Агрохимический вестник. 2017. № 5. С. 52–55. EDN: ZMVSPD.
20. Селюкова С.В. Тяжелые металлы в агроценозах // Достижения науки и техники АПК. 2020. Т. 34. № 8. С. 85–93. EDN: BBNRTE.
21. Семенов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 223 с.
22. Соколов М.С. Оздоровление почвы и биологизация земледелия — важнейшие факторы оптимизации экологического статуса агрорегиона (Белгородский опыт) // Агрохимия. 2019. № 11. С. 3–16. EDN: OTEKOJ.
23. Соловichenko В.Д. Плодородие и рациональное использование почв Белгородской области. Белгород: Отчий дом, 2005. 292 с.
24. Суринов А.В. Динамика агрохимических показателей плодородия черноземов лесостепной зоны ЦЧР // Агрохимический вестник. 2022. № 2. С. 8–14. EDN: GYRVGC.
25. Buryak Z., Marinina O. Using GIS technology for identification of agricultural land with an increased risk of erosion // E3S Web of Conferences. 2020. V. 176. P. 04007. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202017604007>
26. Chen Sh., Wang M., Li Sh., Zhao Zh., E W. Overview on current criteria for heavy metals and its hint for the revision of soil environmental quality standards in China // J. Integrative Agriculture. 2018. V. 17. № 4. P. 765–774. [https://doi.org/10.1016/S2095-3119\(17\)61892-613](https://doi.org/10.1016/S2095-3119(17)61892-613)
27. Lisetskii F. Estimates of Soil Renewal Rates: Applications for Anti-Erosion Arrangement of the Agricultural Landscape // Geosciences (Switzerland). 2019. V. 9 (6). 266. EDN: VEHRXN. <https://doi.org/10.3390/geosciences9060266>
28. Lisetskii F., Stolba V.F., Marinina O. Indicators of agricultural soil genesis under varying conditions of land use, Steppe Crimea // Geoderma. 2015. V. 239–240. P. 304–316. EDN: SDVLPD. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.11.006>
29. Lukin S.V. Agroecological assessment of heavy metals and arsenic content in ordinary chernozem in the Central Chernozem region of Russia // Doklady Earth Sci. 2023. V. 508. P. 106–110. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22602024>
30. Malysheva E.S. Application of geoinformation systems for a complex analysis of data from agrochemical and oil-erosion monitoring of soils // BIO Web of Conferences. International Scientific and Practical Conference “Fundamental scientific research and their applied aspects in biotechnology and agriculture” (FS-RAABA 2021). Tyumen, Russian Federation, 03016 (July 19–21, 2021). EDN: FCSJYG.
31. Malysheva E.S., Malyshev A.V., Kostin I.G. Complex Analysis of Data from Agrochemical and Soil-Erosion Monitoring Using Geoinformation Systems // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, Ussurijsk, 20–21 июня 2021 года. Ussurijsk, 2021. P. 032070. EDN: LOVMBT. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/937/3/032070>
32. Semenov I.N., Koroleva T.V. International Environmental Legislation on the Content of Chemical Elements in Soils: Guidelines and Schemes // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. № 10. P. 1289–1297. EDN: BHVMYE. <https://doi.org/10.1134/S1064229319100107>
33. Surinov A.V. Fertility dynamics of the forest-steppe zone’s arable soils in the central chernozem region (on the example of the Prokhorovsky district of the Belgorod region) // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2022. V. 1043. P. 012014. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1043/1/012014>
34. <http://www.fedstat.ru/indicators/stat.do> (дата обращения 24.04.2023).

Dynamics of the Agroecological State of the Soils of the Central Chernozem Region during Long-Term Agricultural Use (on the Example of the Belgorod Region)

S. V. Lukin^{1, 2, *}

¹*Belgorod Center for Agrochemical Service, Belgorod, 308027 Russia*

²*Belgorod State National Research University, Belgorod, 308027 Russia*

**e-mail: serg.lukin2010@yandex.ru*

The paper analyzes the results of eleven survey cycles of arable soils conducted from 1964 to 2022 in the southwestern part of the Central Chernozem region in the Belgorod region. In the steppe zone of the region, ordinary chernozems predominate, in the forest-steppe zone – typical and leached chernozems. During the eleventh survey cycle (2019–2022), the average level of application of mineral fertilizers was 114.4 kg a.i./ha, organic – 9.6 t/ha, liming of acidic soils – 43.8 thousand hectares per year. As a result, the average yield of winter wheat increased to 5.09, sugar beet – up to 45.6, corn for grain – up to 7.15 t/ha. At the same time, the maximum value of the weighted average content of organic matter (5.3%) was recorded in the soils of arable land for the entire observation period. The proportion of acidic soils decreased to 28.6%, including moderately acidic soils, to 3.0%. The value of hydrolytic acidity decreased to 2.7 cmol_c/kg. The weighted average content of mobile forms of phosphorus (139 mg/kg) and potassium (161 mg/kg) is the highest in the Central Black Earth region. 85.7% of the surveyed soils belong to the category of low content of mobile forms of sulfur, zinc – 97.2, copper – 92.5, cobalt – 98.8, manganese – 40.1, molybdenum – 21.3%. In terms of the content of mobile forms of boron, 98.2% of the soils are classified as highly rich.

Keywords: liming, soil acidity, microelements, soil organic matter, fertilizers, productivity, mobile forms of phosphorus and potassium, sulfur, chernozem

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ
И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.417.1:574.4

ОЦЕНКА ЗАПАСОВ УГЛЕРОДА В ПОЧВАХ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ
КАК ОСНОВА МОНИТОРИНГА КЛИМАТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ© 2023 г. Г. Н. Копцик^а, * (ORCID: 0000-0003-4142-3571), С. В. Копцик^б, Ю. В. Куприянова^{а, в},
М. С. Кадулин^а, И. Е. Смирнова^а^аФакультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия^бФизический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия^вЮгорский государственный университет, ул. Чехова, 16, Ханты-Мансийск, 628012 Россия

*e-mail: koptsik@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2023 г.

После доработки 24.07.2023 г.

Принята к публикации 31.07.2023 г.

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

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

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

ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

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

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

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

Почва	Горизонт	Глубина, см	Глубина отбора образцов, см	Плотность*	Доля мелкозема <2 мм	Ил <0.002 мм	ЕКО _{эф}	рН _{Н₂О}
				кг/м ³	%	%	смоль(+)/кг	
Сложный сосново-еловый разнотравно-кисличный лес (5Е4С1В)								
Элювозем контактно-осветленный	О	0–2	О	190 ± 60	—	—	37 ± 11	5.2 ± 0.2
	AYel	2–4	0–5	1150 ± 50	99 ± 0.9	5.3 ± 1.8	7.5 ± 2.2	4.8 ± 0.4
	ELf	4–12	5–10	»	98 ± 1.5	3.9 ± 0.8	4.0 ± 0.7	4.7 ± 0.3
	EL	12–48	10–20	1400 ± 20	98 ± 1.5	4.9 ± 1.4	2.5 ± 0.2	4.8 ± 0.3
			20–40	»	97 ± 2.9	4.7 ± 1.1	1.9 ± 0.2	4.7 ± 0.2
	Del	48–60	40–80	1410 ± 30	97 ± 2.0	3.3 ± 1.0	1.7 ± 0.4	5.0 ± 0.2
Df	60–99	—	1430 ± 30	98 ± 0.3	—	—	—	
Березово-еловый разнотравно-костянично-кисличный лес (5Е4Б1Ос)								
Дерново-элювозем ожелезненный	О	0–2	О	170 ± 50	—	—	59 ± 5.5	5.7 ± 0.2
	AY	2–6	0–5	1090 ± 40	99 ± 1.0	6.8 ± 1.4	8.7 ± 2.2	5.1 ± 0.1
		6–10	5–10	1170 ± 60	99 ± 0.4	5.1 ± 3.4	3.9 ± 0.5	4.8 ± 0.2
	AYel	10–16	10–20	1150 ± 60	99 ± 0.7	7.0 ± 1.6	2.8 ± 0.5	4.8 ± 0.2
	ELf	16–36	20–40	1280 ± 80	99 ± 0.2	5.1 ± 0.9	2.1 ± 0.2	4.9 ± 0.1
	Del	36–51						
	Df1	51–77	40–80	1390 ± 90	98 ± 2.3	4.1 ± 0.8	2.1 ± 0.3	5.1 ± 0.2
	Df2	77–106	—	1470 ± 30	96 ± 4.1	—	—	—
Сложный еловый разнотравно-кисличный лес (8Е2Ос+Лп)								
Дерново-элювозем псевдофибровый	О	0–3	О	120 ± 40	—	—	59 ± 27	5.5 ± 0.4
	AY	3–7	0–5	860 ± 150	99 ± 0.5	3.9 ± 1.4	7.9 ± 2.8	4.7 ± 0.5
	AYel	7–22	5–10	1070 ± 40	95 ± 9.8	4.8 ± 0.4	3.3 ± 0.1	4.6 ± 0.3
			10–20	»	96 ± 2.9	5.1 ± 1.5	2.7 ± 0.5	4.8 ± 0.2
	ELf	22–54	20–40	1370 ± 50	87 ± 13	2.7 ± 1.0	2.0 ± 0.9	5.0 ± 0.3
	Df	54–84	40–80	1130 ± 70	92 ± 2.6	3.1 ± 1.0	1.7 ± 0.4	5.1 ± 0.2
	Dff	84–107	—	1200 ± 40	100 ± 0.1	—	—	—

* Для плотности $n = 5$.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

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

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

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

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

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

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

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

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

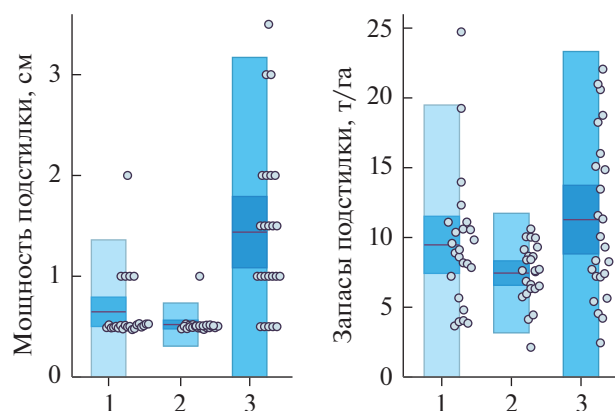


Рис. 1. Пространственное распределение мощности и запасов подстилки в лесных экосистемах Звенигородской биостанции: 1 — сложный сосново-еловый лес, 2 — березово-еловый лес, 3 — сложный еловый лес. Горизонтальной чертой показаны средние значения, прямоугольниками — 95% доверительные интервалы средних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

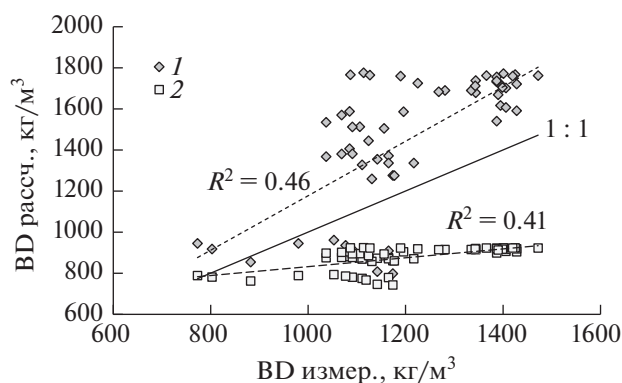


Рис. 2. Соотношение рассчитанных по двум функциям преобразования и измеренных значений плотности почв: 1 — по [44], 2 — по [21].

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

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

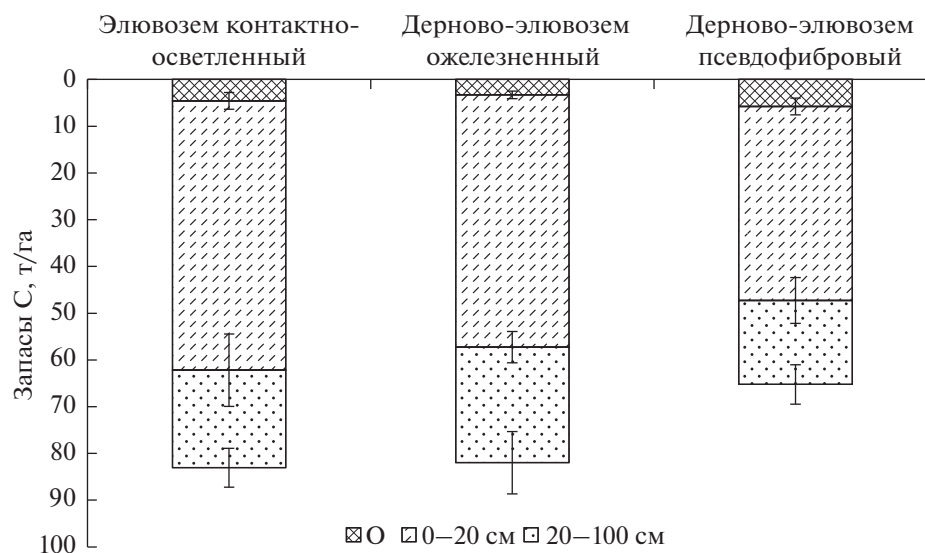


Рис. 3. Запасы органического углерода в подстилках (O) и минеральных слоях (0–20 и 20–100 см) почв лесных экосистем. Приведены средние и их 95%-ные доверительные интервалы.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

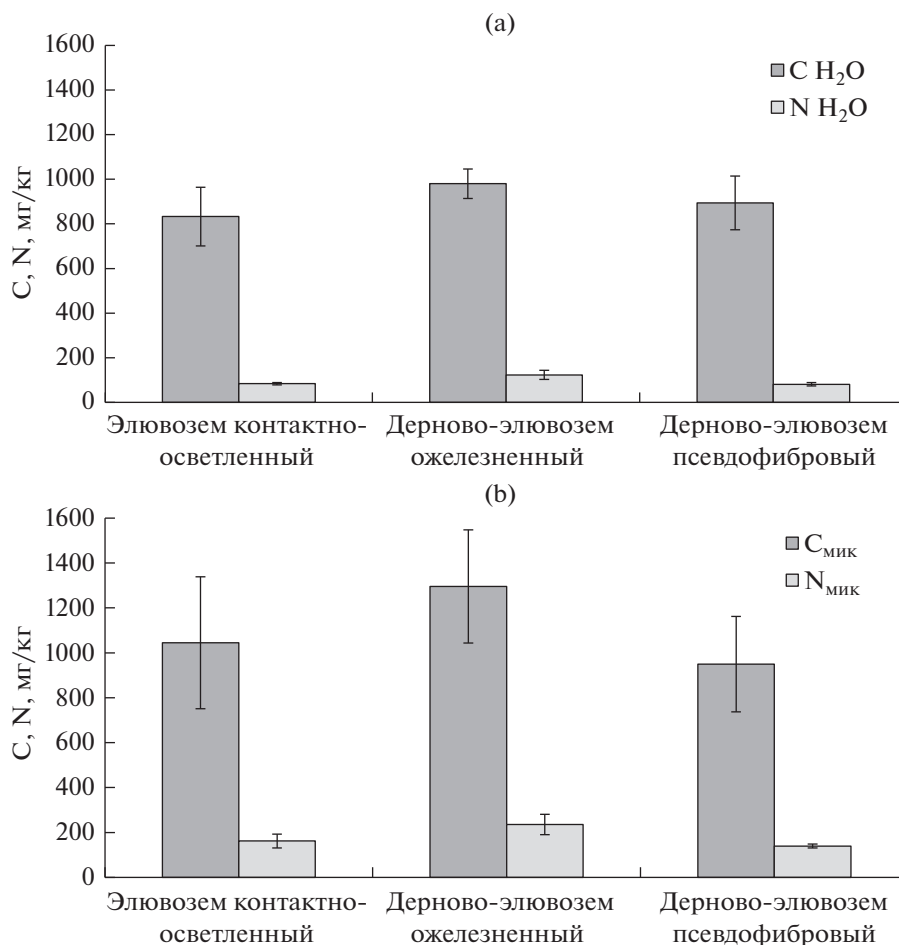


Рис. 4. Содержание водорастворимых (а) и микробных (б) углерода и азота в почвах лесных экосистем. Приведены средние и их 95% доверительные интервалы.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

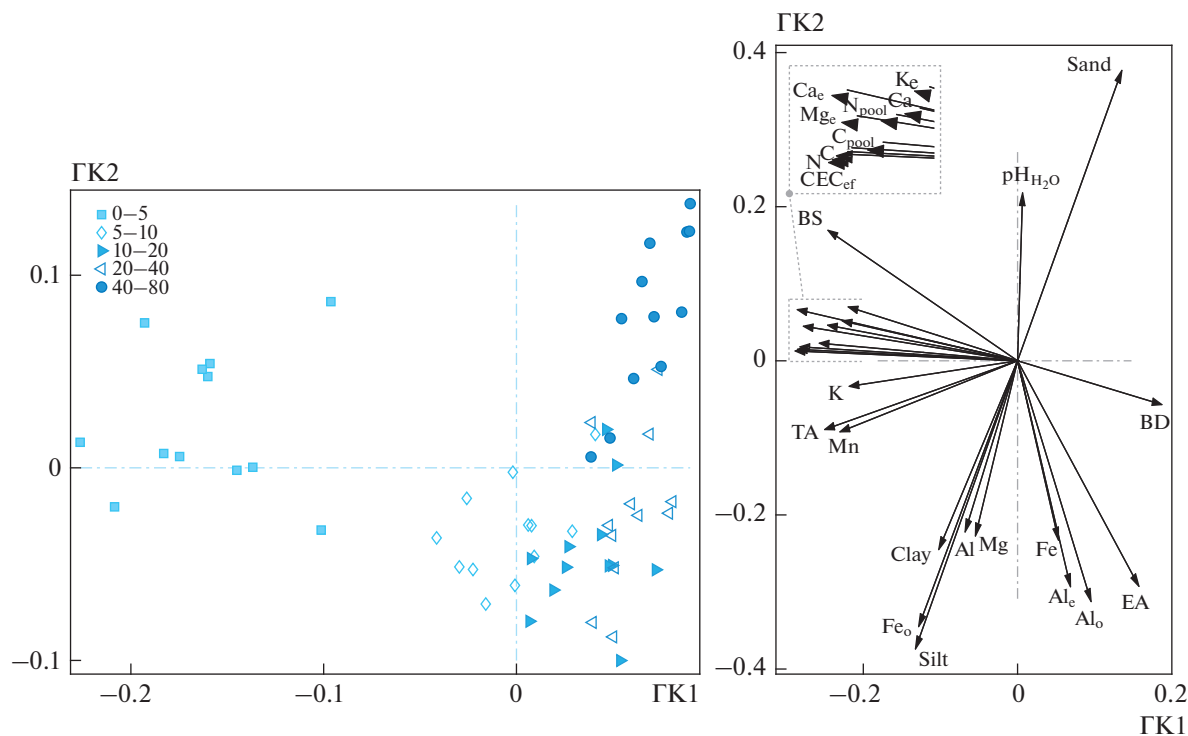


Рис. 5. Сопряженные диаграммы точек отбора образцов почв (а) и обобщенных свойств почв (б) в лесных экосистемах. Свойства почв показаны стрелками. Символами химических элементов обозначено содержание их соединений в слоях 0–5, 5–10, 10–20, 20–40 и 40–80 см почв, индексы о и е – оксалоторастворимые и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

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

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

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

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

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

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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

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

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

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

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

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

БЛАГОДАРНОСТЬ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

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

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абакумов Е.В., Поляков В.И., Чуков С.Н.* Подходы и методы изучения органического вещества почв карбоновых полигонов России (обзор) // Почвоведение. 2022. № 7. С. 773–772.
2. *Баева Ю.И., Курганова И.Н., Почикалов А.В., Кудеяров В.Н.* Физические свойства и изменение запасов углерода серых лесных почв в ходе постагрогенной эволюции (юг Московской области) // Почвоведение. 2017. № 3. С. 345–353.
3. *Браславская Т.Ю.* Леса и лесопользование на территории Звенигородской биостанции МГУ: XIX век // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2020. V. 5. <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2020-2-2>
4. *Козут Б.М., Милановский Е.Ю., Хаматнуров Ш.А.* О методах определения содержания органического углерода в почвах (критический обзор) // Бюл. Почв. ин-а им. В.В. Докучаева. 2023. Т. 114. С. 5–28. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-114-5-28>
5. *Козут Б.М., Семенов В.М.* Оценка насыщенности почвы органическим углеродом // Бюл. Почв. ин-а им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 102. С. 103–124.
6. *Копчик Г.Н., Копчик С.В., Ливанцова С.Ю.* Мониторинг почв лесных биогеоценозов Звенигородской биостанции // Тр. Звенигородской биологической станции. Т. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. С. 29–44.
7. *Копчик Г.Н., Смирнова И.Е., Копчик С.В.* Анализ эколого-генетических особенностей почв для мониторинга лесных экосистем в зоне хвойно-широколиственных лесов // Почвоведение. 2023. № 10. С. 1269–1284.
8. *Копчик Г.Н., Смирнова И.Е., С.Ю. Ливанцова, Копчик С.В., Захарова А.И., Вострецова Е.В.* Вклад растительного опада и подстилки в биологический круговорот элементов в лесных экосистемах Звенигородской биостанции // Тр. Звенигородской биологической станции. Т. 5. М.: Изд-во Московского университета, 2011. С. 18–32.
9. *Копчик С.В., Копчик Г.Н., Ливанцова С.Ю., Березина Н.А., Вахрамеева М.Г.* Анализ взаимосвязи почв и растительности в лесных биогеоценозах методом главных компонент // Экология. 2003. № 1. С. 37–45.
10. *Коротков В.Н.* Лесные климатические проекты в России: ограничения и возможности // Rus. J. Ecosystem Ecology. 2022. V. 7(4). <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2022-4-3>
11. *Кузнецова А.И., Лукина Н.В., Тихонова Е. В., Горнов А.В., Горнова М.В., Смирнов В.Э., Гераськина А.П., Шевченко Н.Е., Тебенькова Д.Н., Чумаченко С.И.* Аккумуляция углерода в песчаных и суглинистых почвах равнинных хвойно-широколиственных лесов в ходе послерубочных восстановительных сукцессий // Почвоведение. 2019. № 7. С. 803–816.
12. *Лукина Н.В., Кузнецова А.И., Гераськина А.П., Смирнов В.Э., Иванова В.Н., Тебенькова Д.Н., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Тихонова Е.В.* Неучтенные факторы, определяющие запасы углерода в лесных почвах // Метеорология и гидрология. 2022. № 10. С. 92–110. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2022-10-92-110>
13. *Наумова Н.Б.* К вопросу об определении содержания органического углерода в почве // Почвы и окружающая среда. 2018. № 1(2). С. 98–103. <https://doi.org/10.31251/pos.v1i2.13>
14. *Никитин Д.А., Семенов М.В., Чернов Т.И., Ксенофонтowa Н.А., Железова А.Д., Иванова Е.А., Хитров Н.Б., Степанов А.Л.* “Микробиологические индикаторы экологических функций почв (обзор)” // Почвоведение. 2022. № 2. С. 228–243.
15. Подзолистые почвы запада европейской части СССР. М., 1977. 286 с.
16. *Семенов В.М., Козут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
17. *Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Семенов М.В., Курганова И.Н.* Пулы и фракции органического углерода в почве: структура, функции и методы определения // Почвы и окружающая среда. 2023. Т. 6. № 1. e199. <https://doi.org/10.31251/pos.v6i1.199>
18. *Стольников Е.В., Ананьева Н.Д., Чернова О.В.* Микробная биомасса, ее активность и структура в почвах старовозрастных лесов Европейской территории России // Почвоведение. 2011. № 4. С. 479–494.
19. *Чернова О.В., Голозубов О.М., Алябина И.О., Щепашенко Д.Г.* Комплексный подход к картографической оценке запасов органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2021. № 3. С. 273–286.
20. *Честных О.В., Грабовский В.И., Замолотчиков Д.Г.* Углерод почв лесных районов Европейско-Уральской части России // Вопросы лесной науки. 2020. Т. 3. № 2. С. 1–5. <https://doi.org/10.31509/2658-607x-2020-3-2-1-15>
21. *Честных О.В., Замолотчиков Д.Г.* Зависимость плотности почвенных горизонтов от глубины их залегания и содержания гумуса // Почвоведение. 2004. № 8. С. 937–944.
22. *Честных О.В., Замолотчиков Д.Г., Уткин А.И.* Общие запасы биологического углерода и азота в почвах лесного фонда России // Лесоведение. 2004. № 4. С. 30–42.
23. *Честных О.В., Лыжин В.А., Кокишарова А.В.* Запасы углерода в подстилках лесов России // Лесоведение. 2007. № 6. С. 114–121.
24. *Шамрикова Е.В., Ванчикова Е.В., Кондратенко Б.М., Лаптева Е.М., Кострова С.Н.* Проблемы и ограничения дихроматометрического метода измерения содержания почвенного органического вещества (обзор) // Почвоведение. 2022. № 7. С. 787–794.
25. *Щепашенко Д.Г., Мухоморова Л.В., Швиденко А.З., Ведрова Э.Ф.* Запасы органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2013. № 2. С. 123–123.
26. *Anderson J.P.E., Domsch K.H.* Quantity of plant nutrients in the microbial biomass of selected soils // Soil Science. 1980. V. 130. № 4. P. 211–216.
27. *Angst G., Mueller K.E., Nierop K.G., Simpson M.J.* Plant- or microbial-derived? A review on the molecular composition of stabilized soil organic matter // Soil Biol. Biochem. 2021. V. 156(1–3). P. 108–189. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108189>
28. *Baritz R., Seufert G., Montanarella L., Van Ranst E.* Carbon concentrations and stocks in forest soils of Europe // Forest Ecology and Management. 2010. V. 260. P. 262–277.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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