

Номер 3

ISSN 0032-180X

Март 2023



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 3, 2023

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Факторы среды в предсказательном картографировании почв (обзор)

П. А. Шарый 285

Латеральное варьирование параметров гумусового и карбонатного профилей агрочерноземов (Белгородская область)

М. А. Смирнова, А. Н. Геннадиев, Ю. Г. Чендев 300

Сравнительный анализ результатов традиционного и цифрового крупномасштабного почвенного картографирования на примере участка в национальном парке “Смоленское Поозерье”

А. И. Куликова, П. Д. Чеченков, М. С. Осипова, О. В. Шопина, И. Н. Семенков 312

ХИМИЯ ПОЧВ

Диоксид углерода в почвенных, грунтовых и поверхностных водах арктических и бореальных регионов: роль, источники, методы определения (обзор)

О. Ю. Гончарова, М. В. Тимофеева, Г. В. Матышак 321

Изотопный состав углерода органического вещества водоустойчивых структурных отделностей типичного чернозема в контрастных вариантах землепользования

З. С. Артемьева, Э. П. Зазовская, Е. С. Засухина, Е. В. Цомаева 339

ФИЗИКА ПОЧВ

Почвенные свойства как индикаторы параметров водного режима почв (обзор)

М. А. Смирнова, Д. Н. Козлов 353

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Активность выделения CO₂, азотфиксации и денитрификации при разложении крупных древесных остатков ели обыкновенной в южной тайге

И. В. Евдокимов, Н. В. Костина, С. С. Быховец, А. В. Кураков 370

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Микроморфологическая характеристика почв солонцового комплекса (Джаныбекская равнина)

О. О. Плотникова, М. П. Лебедева, П. Р. Цымбарович, В. А. Девярых 380

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Влияние состава и свойств почв и почвенно-песчаных субстратов, загрязненных медью, на морфометрические показатели растений ячменя

*Д. Л. Пинский, П. А. Шарый, С. С. Манджиева, Т. М. Минкина,
Л. В. Переломов, А. Н. Мальцева, Т. С. Дудникова* 393

Изменение фосфатного режима почв средней тайги при применении биоугля

И. А. Дубровина 405

Contents

No. 3, 2023

Genesis and Geography of Soils

Environmental Variables in Predictive Soil Mapping

P. A. Shary 285

Short-Range Variation of Humus and Carbonate Profiles of Arable Chernozems
(Key Site in Belgorod Region)

M. A. Smirnova, A. N. Gennadiev, and Yu. G. Chendev 300

Comparative Analysis of the Results of Traditional and Digital Large-Scale Soil Mapping
on the Example of a Site at the National Park "Smolenskoe Lakeland"

A. I. Kulikova, P. D. Chechenkov, M. S. Osipova, O. V. Shopina, and I. N. Semenov 312

Soil Chemistry

Carbon Dioxide in Soil, Ground and Surface Waters of the Northern Regions:
Role, Sources, Test Methods (a Review)

O. Yu. Goncharova, M. V. Timofeeva, and G. V. Matyshak 321

Natural ^{13}C Abundance of Organic Matter in Water-Stable Aggregates of Haplic Chernozem
under Conditions of Contrasting Land Uses

Z. S. Artemyeva, E. P. Zazovskaya, E. S. Zasukhina, and E. V. Tsomaeva 339

Soil Physics

Soil Properties as Indicators of Soil Moisture Regime Parameters (a Review)

M. A. Smirnova and D. N. Kozlov 353

Soil Biology

Activity of CO_2 , N_2 Fixation and Denitrification in the Course of Decay
of Coarse Woody Debris Decay of Norway Spruce in the South Taiga

I. V. Yevdokimov, N. V. Kostina, S. S. Bykhovets, and A. V. Kurakov 370

Mineralogy and Micromorphology of Soils

Micromorphological Characterization of Soils of the Solonetzic Complex
(Dzhanybek Plain)

O. O. Plotnikova, M. P. Lebedeva, P. R. Tsymbarovich, and V. A. Devyatikh 380

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

Effects of the Composition and Properties of Soils and Soil-Sand Substrates Contaminated
with Copper on Morphometric Parameters of Barley Plants

*D. L. Pinsky, P. A. Shary, S. S. Mandzhieva, T. M. Minkina, L. V. Perelomov,
A. N. Maltseva, and T. S. Dudnikova* 393

Changing the Phosphate Regime of Soils in the Middle Taiga When Using Biochar

I. A. Dubrovina 405

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ФАКТОРЫ СРЕДЫ В ПРЕДСКАЗАТЕЛЬНОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ ПОЧВ (ОБЗОР)

© 2023 г. П. А. Шарый*

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142292 Россия*

*e-mail: p_shary@mail.ru

Поступила в редакцию 15.03.2022 г.

После доработки 08.11.2022 г.

Принята к публикации 09.11.2022 г.

В известной концептуальной модели SCORPAN анализируемое свойство почв рассматривается как зависящее от следующих факторов среды: других свойств почв, климата, организмов, рельефа, геологии, времени и пространства. Предсказательное картографирование почв в цифровой почвенной картографии основано на близких идеях, но факторы среды могут включать в себя не только факторы почвообразования, но и сведения, полученные при дистанционном зондировании. Его методы получили значительное распространение не только в почвоведении, но и в экологии, сельском хозяйстве и геоморфологии. В настоящей статье дается обзор факторов среды, используемых в предсказательном картографировании с особым вниманием к ситуациям, когда может применяться широкий набор факторов среды и/или когда часть их является неколичественными, как в случае типов растительности. Наиболее разработаны системы количественных показателей для описания рельефа и климата, поэтому им уделено особое внимание. Описание рельефа осуществляется как локальными, так и нелокальными, требующими интегрирования, величинами. При описании климата существенны величины, оценивающие сухость/влажность местности, такие как коэффициент увлажнения и дефицит воды. Они требуют оценки испаряемости, которая не измеряется метеостанциями, но может быть получена путем расчета. Описаны возможности учета этих и других факторов среды, включая неколичественные, в количественных статистических моделях предсказательного картографирования почв, принципы построения моделей, их проверки, сравнения, выбора подходящих моделей. Приведены примеры применения цифровой почвенной картографии к участкам различного масштаба, отмечена специфика моделей для разных масштабов. Обсуждаются некоторые аспекты использования данных дистанционного зондирования.

Ключевые слова: модель SCORPAN, цифровая почвенная картография, геоморфометрия, климат, пространственные связи

DOI: 10.31857/S0032180X22100380, EDN: HCYRWI

ВВЕДЕНИЕ

В общем концептуальном плане почву определяют пять факторов почвообразования Докучаева [5]: климат, рельеф, организмы, геология и время. Почва здесь понимается как вся совокупность ее свойств, а если рассматривать одно (изучаемое) свойство почв, то оно зависит также и от других свойств почв (например, содержание органического углерода может зависеть от гранулометрического состава почв), поэтому концептуальная модель SCORPAN [49] зависимости данного свойства почв S от факторов среды имеет вид

$$S = f(s, c, o, r, p, a, n), \quad (1)$$

где S — анализируемое свойство почв (или типы почв), s представляет другие свойства почв, c — климат, o — организмы (включая человека), r —

рельеф, p — почвообразующие породы, a — возраст почв, а n отвечает влиянию на S пространственных связей между значениями S . Например, в пространственно близких точках значения S могут быть ближе друг к другу, а в отдаленных — менее близки (иногда — наоборот), что и отражает показатель n .

Модель SCORPAN (уравнение (1)) является лишь концептуальной, поскольку функция $f(\dots)$ в ней неизвестна. К этому подходу близок другой — предсказательное картографирование (или моделирование) — развивавшийся в почвоведении (обзор [56]), экологии (обзоры [31, 35]), геоморфологии (обзор [28]) и сельском хозяйстве [15]. Суть этого подхода в том, что анализируемое свойство почв в точках наблюдения статистически сравнивается с факторами среды, такими как

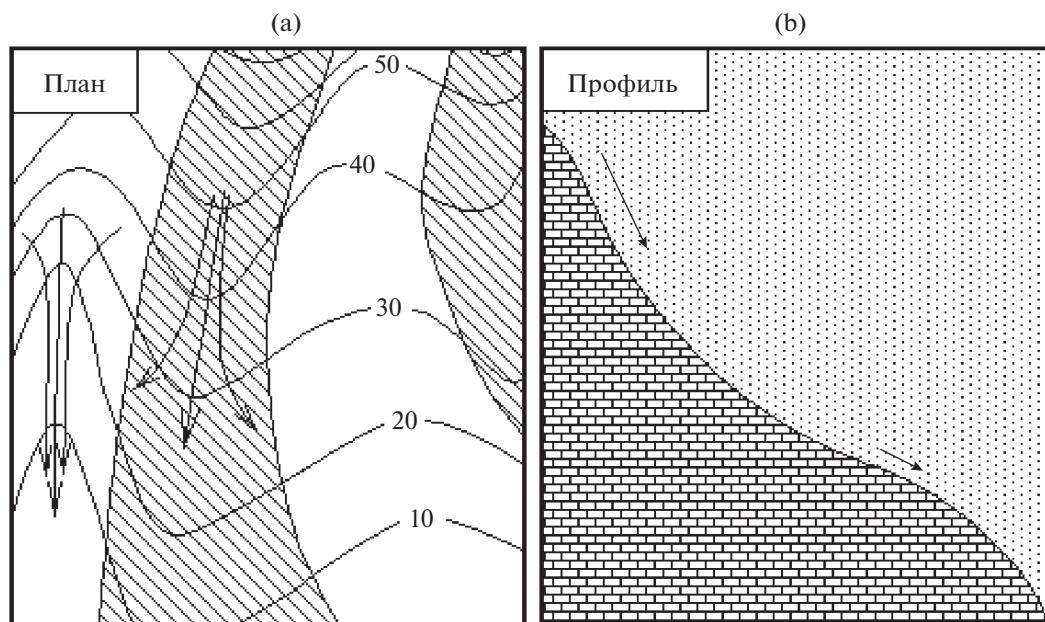


Рис. 1. Механизмы аккумуляции: а – первый, б – второй. Для а – кривые с цифрами – горизонтали (изолинии высоты), кривые со стрелками – линии тока. Области конвергенции (сближения потоков) показаны белым, области дивергенции заштрихованы. Для б – показан разрез профиля склона. Грунт заштрихован. В верхней части вогнутого профиля частицы движутся быстрее из-за большей крутизны, показанной длиной стрелки, в нижней – медленнее, “наползая” на лежащие ниже по склону частицы и формируя этим второй механизм.

климат, рельеф и данные дистанционного зондирования, что дает уравнение (например, множественной регрессии) или модель, которые затем можно применить для интерполяции и экстраполяции данного свойства почв на изучаемую местность с целью получения карты этого свойства. Кроме того, этот подход позволяет осуществить проверку модели, а также оценить тесноту связи и значимость (относительную роль или влияние) каждого фактора среды для S .

Настоящий обзор посвящен в первую очередь оценке доступных факторов среды для почв, но в качестве примеров рассматриваются и результаты в смежных дисциплинах: экологии, сельском хозяйстве и геоморфологии.

ФАКТОРЫ СРЕДЫ

Концептуальная модель SCORPAN основана на использовании, в сущности, только факторов почвообразования и оставляет неизвестной функцию $f(s, c, o, r, p, a, n)$. В то же время изучаемое свойство почв S может быть тесно связано с более легкодоступными измерению показателями, такими как данные дистанционного зондирования [65], расстояния от рек и других объектов [28] или электропроводность почв [48]. Поэтому в предсказательном картографировании, вообще говоря, используются не обязательно факторы почвообразования, но в общем случае и косвенно

связанные с ними величины; те и другие называют факторами среды (environmental variables) или предикторами [48, 49]. Для разных факторов почвообразования наборы таких предикторов введены с разной степенью подробности. Отмечено, что доступность полезных предикторов важнее выбора той или иной статистической модели [50]. Наиболее представительные наборы факторов среды введены для описания рельефа и климата, поэтому рассмотрим характеристики последних подробнее.

Описание рельефа. Цифровая модель рельефа (ЦМР) обычно используется как базовая для получения предсказательной карты изучаемого свойства почв [56] или растительности [31, 35]. Поясним основные черты информации, получаемой из ЦМР.

Потоки веществ, движущихся под действием силы тяжести по земной поверхности, могут аккумулироваться в определенных местах потому что предпосылки для этого им создает рельеф. В геоморфометрии, науке о количественном анализе рельефа [30, 54, 58], интерес состоит, прежде всего, в количественном описании рельефа. Например, линии тока, по которым обычно течет вода, могут сближаться в одних участках местности и расходиться в других (рис. 1а).

Эти два механизма аккумуляции, очерченные качественно на рис. 1, можно описать количественно, как показано в работах [57, 58], знаками

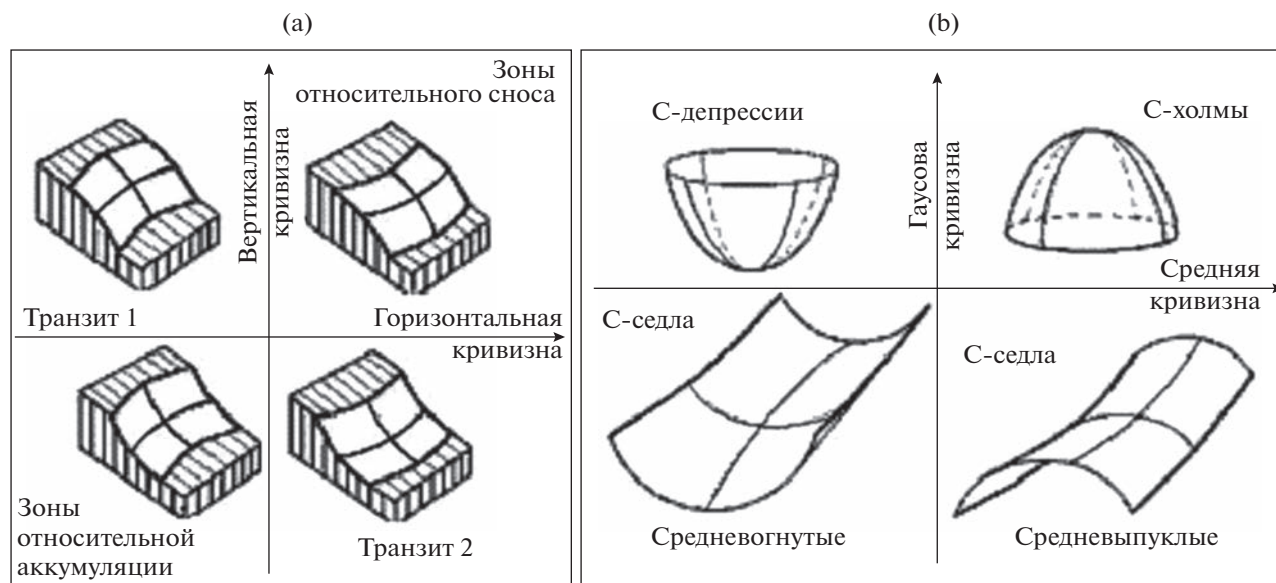


Рис. 2. Классификации форм рельефа Трёха [64] (a) и Гаусса [4] (b).

соответствующих количественных характеристик рельефа, называемых морфометрическими величинами (МВ). Именно областям сближения потоков (белым на рис. 1а), движущихся по земной поверхности под действием силы тяжести, отвечают значения горизонтальной (тангенциальной) кривизны $kh < 0$, а областям их расхождения — $kh > 0$. Областям относительного замедления потоков (рис. 1b) отвечает отрицательная вертикальная (профильная) кривизна k_v , а областям их относительного ускорения — $k_v > 0$. Основываясь на соображениях этого рода, Трёх [64] в почвоведении предложил классификацию форм рельефа, основанную на знаках kh и k_v (рис. 2а).

Классификация Трёха использует свойства потоков, то есть зависит от гравитации. Не зависящую от внешних полей классификацию форм рельефа ранее предложил Гаусс [4] (рис. 2b). Были предложены и другие классификации (обзор [46]), но здесь они не рассматриваются.

Скорость движения веществ, перемещаемых по земной поверхности под действием силы тяжести, обычно пропорциональна крутизне склонов G . Однако задержка движения веществ растительностью и труднопроходимыми участками, такими как торфяники, означает, что МВ действуют лишь как предпосылки этого движения, зависящего не только от рельефа [13]. Таким образом, значения МВ не описывают это движение полностью.

Помимо G , kh и k_v , был предложен еще ряд МВ, описывающих свойства земной поверхности в гравитационном поле и в поле солнечного излучения, а также игнорирующих все векторные поля [58].

При учете солнечного излучения особенно важна освещенность склонов $F(a, b)$, описывающая перпендикулярность падения солнечных лучей на земную поверхность [58]. Ее выражают в процентах от максимальной интенсивности в ясный день (100%), достигаемой при перпендикулярном падении солнечных лучей на земную поверхность. На теневых склонах $F = 0$. Здесь a и b есть описывающие положение Солнца углы: a — склонения Солнца над горизонтом, b — азимута Солнца, отсчитываемого от севера по часовой стрелке (рис. 3).

Освещенность склонов зависит как от их крутизны, так и от экспозиции склонов. Практическое значение имеет эффективное положение Солнца, которое можно найти следующим образом. В средних широтах коэффициент корреляции такой характеристики ландшафта, как обилие трав, с $F(a, b)$ очень слабо зависит от угла склонения Солнца a в практически важном диапазоне 25° – 45° [15]. Поэтому здесь этот угол можно брать фиксированным, $a_0 = 35^\circ$. Зависимость $F(a_0, b)$ от азимута b значительно сильнее. Значение *эффективного азимута* b_0 можно найти путем построения кривой зависимости от азимута b коэффициента корреляции r между изучаемым свойством почв и $F(a_0, b)$. Точка максимума r на этой кривой дает эффективный азимут b_0 , при котором связь данного свойства почв S и освещенности склонов наиболее тесная. Обычно эффективный азимут b_0 отвечает в Северном полушарии юго-западным склонам ($b_0 = 210^\circ$ – 250°), которые лучше прогреваются из-за отставания прогрева корнеобитаемого слоя почвы от мгновенного сол-

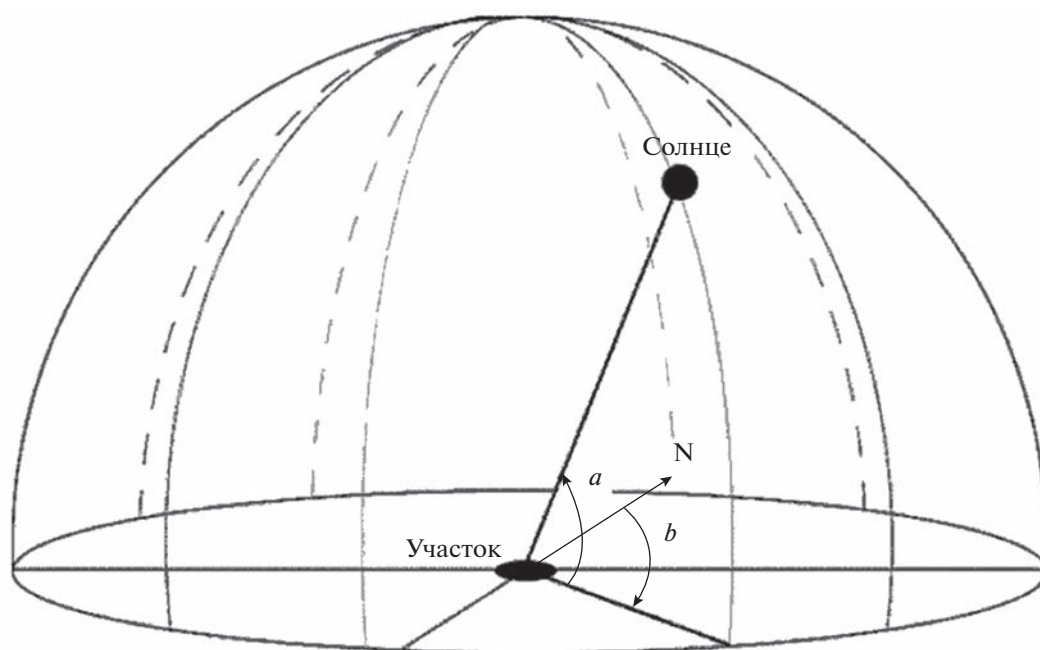


Рис. 3. Определяющие положение Солнца углы.

нечного излучения [24, 40]. Хотя углы в $F(a_0, b_0)$ фиксированы, она по-прежнему зависит от крутизны и экспозиции склонов, меняясь от одной точки наблюдения к другой.

Освещенность склонов можно выразить не только в процентах, но и в энергетических единицах (Вт/м^2), используя тот факт, что в ясный день мощность солнечной радиации на единицу площади перпендикулярной солнечным лучам площадки составляет в средних широтах $\tau = 760 \text{ Вт/м}^2$ [10]. Тогда освещенность в энергетических единицах F_{EN} есть $F_{\text{EN}}(a, b) = \tau F(a, b)/100 \text{ Вт/м}^2$. Хотя в пасмурные дни преобладает рассеянное излучение, это лишь снижает контраст карты F , мало влияя на узор карты освещенности, но лишь несколько уменьшая тесноту связи между изучаемым свойством почв и F [55].

Интегрирование движения Солнца за определенное время (например, за вегетационный период) дает дозу солнечной радиации **PRR** (Potential Relative Radiation) в Дж/м^2 [55], не зависящую от углов a и b . Однако для **PRR** нет возможности найти эффективные азимут и склонение (так как она не зависит от a и b), вследствие чего **PRR** выделяет склоны, получающие наибольшее количество света (южные в Северном полушарии), а не наиболее теплые (юго-западные). Поэтому использование $F(a_0, b_0)$ или $F_{\text{EN}}(a_0, b_0)$ в предсказательном картографировании удобнее, чем **PRR**. Например, усредненная по годам урожайность озимой пшеницы в Окском бассейне была наибольшей для $F(a_0 = 35^\circ, b_0 = 235^\circ)$, а эта освещенность для

нее — наиболее значимым фактором среды [16, 59], возрастание которого на 5% приводило к увеличению урожайности в 1.5–2 раза.

Отметим, что в глобальном масштабе освещенность или доза солнечной радиации сильно влияют на распределение климата по Земле, поскольку падение солнечных лучей на земную поверхность становится все менее перпендикулярным по мере приближения к полюсам, определяя их более холодный климат; к этому добавляется более сильное поглощение солнечной радиации атмосферой при малых углах склонения a и другие эффекты [10].

Иногда для простоты вместо освещенности используют равную 1 для юго-западных склонов функцию экспозиции A_0 , $-\sin(A_0 + 45^\circ)$ [24, 40], которая заранее предполагает юго-западные склоны (в Северном полушарии) самыми теплыми. Однако они не всегда наиболее теплые по многим причинам, например, из-за преобладания ветров определенного направления. Отметим, что саму экспозицию A_0 некорректно использовать в статистических сравнениях из-за ее цикличности (0° и 360° означают одно и то же — северные склоны), поэтому вместо A_0 используют нециклические функции экспозиции, такие как $\sin A_0$ (“восточность” склонов) и $\cos A_0$ (“северность” склонов). В тайге близ р. Печоры отрицательная связь обилия таежной растительности с $\sin A_0$ отвечала негативному влиянию преобладающих здесь холодных ветров с востока [18].

Для биотических свойств почв, таких как содержание органического углерода, в списке веду-

щих факторов среды нередко оказывается освещенность склонов — поскольку с ней связаны фотосинтез и тепловой режим почв, а для абиотических, таких как концентрации тяжелых металлов, важнее могут быть другие МВ, характеризующие механизмы аккумуляции, расчлененность рельефа или его формы [17].

Поскольку роль рельефа в предсказательном картографировании существенна, и он является одним из факторов почвообразования, кратко опишем смысл МВ. Как уже отмечалось, два механизма аккумуляции описывают горизонтальная кривизна kh и вертикальная кривизна k_v . В англоязычной литературе их обычно называют тангенциальной кривизной и профильной кривизной соответственно [51]. Равная половине их суммы средняя кривизна H положительна в зонах относительной аккумуляции, отрицательна в зонах относительного сноса, но может иметь любой знак в зонах транзита (рис. 2а). Это уменьшает полезность H для различения форм рельефа Трёха. Лапласиан высоты очень близок к $-2H$ [58] и поэтому представляет небольшую самостоятельную ценность.

Расчлененность (изрезанность, сложность) рельефа описывается избыточной горизонтальной кривизной k_{he} в плане и избыточной вертикальной кривизной k_{ve} в профиле, а также их произведением, полной кольцевой кривизной KR [58]. Введенный в [14] ротор rot обладает несколькими необычными свойствами. Его модуль, $|rot|$, отвечает абсолютному значению кривизны линий тока, по которым течет вода, то есть описывает расчлененность в плане, но его знак отвечает направлению поворота (закручивания) этих линий: $rot > 0$ при повороте этих линий по часовой стрелке и $rot < 0$ в противном случае. Поэтому применение ротора пока ограничено, хотя ясно, что он может различать левые ($rot < 0$) и правые ($rot > 0$) борта долин.

Формы рельефа по Гауссу [4] описываются средней кривизной, максимальной кривизной и минимальной кривизной, а также несферичностью [58]. Несферичность обращается в ноль на участках поверхности сферы любого радиуса и возрастает на вытянутых формах рельефа, таких как долины и водоразделы.

Особое место занимают региональные (нелокальные) МВ, которые требуют для своего расчета интегрирования. К ним относится в первую очередь площадь сбора МСА [34, 49], которая показывает в каждом пикселе, с какой максимальной площади со всех вышележащих склонов в него может собираться вода, растворимые соли и другие жидкие и сыпучие вещества. При этом также рассчитываются глубины депрессий. Впитывание и испарение воды не учитываются, то есть МСА полностью определяется рельефом, не

являясь результатом гидрологического моделирования, где МСА также очень полезна.

Получили определенную популярность также составные МВ. Например, если вода в данный пиксель собирается с достаточно большой площади (велика МСА), а крутизна G в этом пикселе достаточно мала, то в таких участках (пикселях) вода может застаиваться, формируя зоны насыщения. Для описания последних используют составную МВ, возрастающую как с ростом площади сбора МСА, так и с уменьшением крутизны, так называемый топографический индекс $TI = \ln(1 + MSA/G)$ [27], известный как индекс влажности почв.

На участках достаточно малой протяженности характеристики климата мало меняются, и наиболее тесная связь свойства почв обнаруживается с рельефом. Поэтому здесь на первый план выступают МВ. Использование их на этом масштабе в качестве факторов среды в предсказательном картографировании привело к построению ряда моделей, хорошо описывающих ряд свойств почв с помощью только одного фактора почвообразования — рельефа. Например, в работе [62] рельеф убедительно описывал пространственное распределение мощности горизонта А почв на участке запада штата Миннесота, США, с помощью МСА, TI , kh , k_v и глубин депрессий (рис. 4).

В работе [17] на малом участке юга Московской области изучалась связь концентраций тяжелых металлов и органического углерода с рельефом (рис. 5).

Влияние климата обнаруживается как важное при изучении участков большего размера (~100 км и больше). Это не значит, что на малых участках климат не влияет на почву, но изменения характеристик климата на небольших участках малы по сравнению с ошибками их определения, измеренные значения характеристик климата в различных точках малого участка примерно совпадают, и поэтому их нельзя использовать как факторы среды, закономерно меняющиеся от точки к точке.

Описание климата. Значения осадков и температур еще не отвечают на вопрос о том, является климат сухим или влажным [6, 63]. Для этого нужно знать соотношение годовых осадков MAP и годовой испаряемости (потенциальной эвапотранспирации) PET , то есть коэффициент увлажнения $MI = MAP/PET$ [6]. По определенным диапазонам значений безразмерного показателя MI приближенно выделяют известные природно-климатические зоны [7]: пустыню ($MI < 0.12$), полупустыню (0.12–0.3), степь (0.3–0.6), лесостепь (0.6–1), тайгу и тундру ($MI > 1$). Другой мерой оценки сухости/влажности климата является дефицит воды, определяемый как разность испаряемости и испарения: $WD = PET - AET$ [60]. Пола-

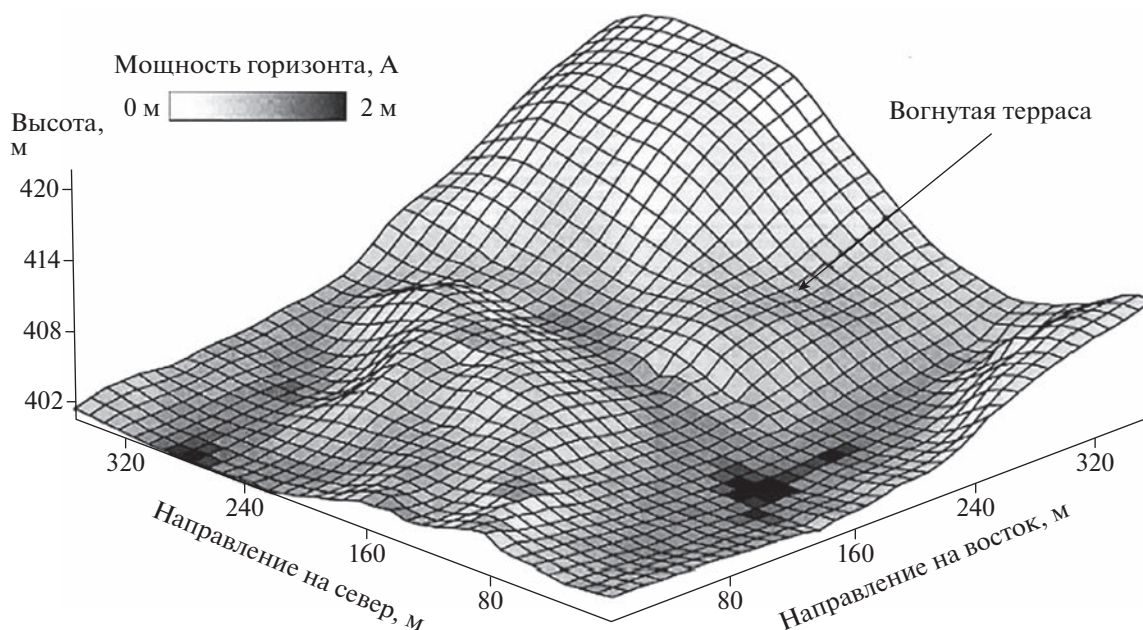


Рис. 4. Трехмерная предсказательная карта мощности горизонта А почвы [62], рассчитанная по рельефу с разрешением 10 м (размер квадрата на карте).

гают, что для каждого вида деревьев существует наибольшее значение среднегодового дефицита воды, при превышении которого этот вид не растет [45]. Оценки таких критических значений WD для основных типов леса в Волжском бассейне сделаны недавно в работе [19]. WD быстро увеличивается с ростом температуры даже при постоянных осадках; его расчет на 2050 г. для парка Yosemite в Калифорнии по данным прогноза изменения климата дал увеличение WD на 23%, что может привести здесь к исчезновению двух видов деревьев, находящихся на южной границе своей области распространения [45].

Испаряемость PET, то есть наибольшее возможное испарение, достигаемое при увлажнении поверхности, например, в болотах, не измеряется метеостанциями. Поэтому в работе [63] предложена эмпирическая методика расчета PET по данным метеостанций; относительная ошибка расчета PET оценена в этой работе как 2.6%. Предложены и более точные методики оценки PET [21], но они требуют не всегда доступных дополнительных параметров, таких как скорость ветра или запасы влаги в метровом слое почвы [45]. Методику оценки суммарного испарения АЕТ (actual evapotranspiration) предложил Будыко [3]. Описание обеих этих методик воспроизведено в работе [19]. При расчете годового АЕТ накопление и уход влаги из почвы за год приблизительно компенсируются [3], поэтому влияние запаса и ухода влаги из почвы на годовое испарение АЕТ невелико. Однако при расчете месячных значений испарения это влияние уже

не мало, и необходимы более точные методы, такие как метод Пенмана–Монтейта [21], учитывающий влияние солнечной радиации, растительности, ветра и др., то есть требующий трудоемкого и не всегда доступного измерения ряда дополнительных характеристик.

Помимо этих характеристик климата, важными для ряда регионов могут быть и другие, такие как континентальность климата IC, определяемая как амплитуда температуры года, то есть обычно как разность максимальной и минимальной среднемесячных температур за год, $IC = T_{\max} - T_{\min}$ [42]. Отмечено, например, что в европейской России виды деревьев последовательно перестают расти в направлении примерно с запада на восток с ростом IC, сначала бук, затем граб, ясень, далее дуб черешчатый, который перестает расти при $IC > 42^\circ\text{C}$ [11]. В то же время в направлении с севера на юг исчезновение видов деревьев, например, ели, ясеня и дуба, определяется в основном возрастанием дефицита воды WD [11, 19]. С ростом WD в этом направлении также закономерно меняются и типы почв.

В различных целях используют также составные характеристики климата, такие как гидротермический коэффициент Селянинова, сумму активных температур и другие. Зимой снежный покров защищает растительность от вымерзания корней, но часто его толщина под лесом неизвестна; для его оценки используют индекс снежности, определенный как сумма осадков холодного периода [42]. Для востока России и Японии было пока-

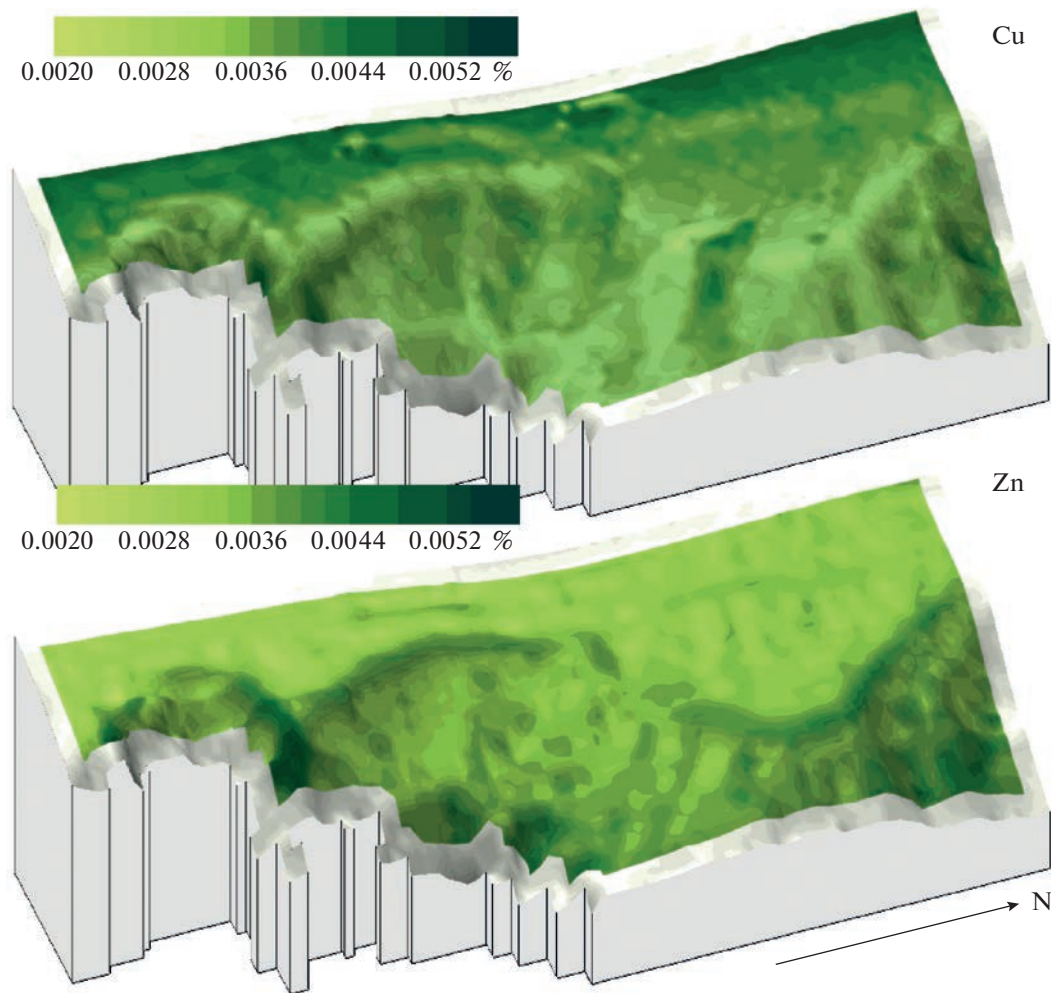


Рис. 5. Трехмерные предсказательные карты распределения Cu и Zn в слое 0–20 см почв участка на юге Московской области [17], разрешение 1 м.

зано, что определение границ групп леса здесь лучше проводить по индексам Кира [34]. Тепловой индекс Кира есть $WK = \sum \max\{0, (T_i - 5)\}^{\circ}\text{C}$, где T_i — средняя температура i -го месяца, а холодовой индекс Кира есть $СК = -\sum \max\{0, (5 - T_i)\}^{\circ}\text{C}$ [19, 42]. Однако индексы Кира носят, по-видимому, частный (региональный) характер и их значимые применения вне указанного региона нам пока неизвестны.

Данные о среднемноголетних осадках и температурах каждого месяца (средние за 50 лет, 1950–2000 гг.) открыто доступны с высоким разрешением 1 км в глобальной базе данных WorldClim [37], сайт www.worldclim.org. Они получены интерполяцией данных от метеостанций (по осадкам — всего 44 554 метеостанции).

Помимо климата и рельефа, в предсказательном картографировании могут использоваться и другие факторы среды, такие как расстояния от

различных объектов (рек, геологических разломов, дорог, вулканов, гор и др.), данные спутниковых снимков и другие. Однако расстояния часто очень косвенно отражают факторы почвообразования, и они обычно более эффективны для частных приложений. Например, расстояние от разломов существенно для оценки вероятности оползней [28].

МЕТОДЫ ПРЕДСКАЗАТЕЛЬНОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Концептуальная модель SCORPAN (уравнение (1)), отражающая связь изучаемого свойства почв S с другими величинами, является скорее “памяткой” о том, какие факторы среды могут быть теоретически важны для оценки связи S с факторами среды. Непосредственно в этой модели функция $f(s, c, o, r, p, a, n)$ остается неизвестной. Время a , хотя оно и входит в SCORPAN,

практически не используется в моделях предсказательного картографирования [49]. Как показано выше, наиболее хорошо описаны характеристики рельефа и климата, факторов почвообразования. Труднее описать такие факторы, как геология и организмы, включая антропогенный фактор [49], поскольку они очень многоплановы и их влияние на почвы качественно разнообразно, порой быстро меняется (антропогенное воздействие) и труднее поддается формализации, то есть количественному описанию. Тем не менее, они тоже являются факторами почвообразования, которые надлежит учитывать в моделях предсказательного и цифрового картографирования почв, даже если их описание непрерывной числовой переменной, как освещенности, нередко затруднительно (например, типы растительности). Поэтому методы предсказательного картографирования могут значительно выигрывать от включения в них возможности учета не количественных характеристик окружающей среды (см. ниже).

Общий принцип предсказательного картографирования можно пояснить следующим образом. Пусть данное свойство почв S зависит от факторов среды, $S = F(c, r, o, \dots)$, где функция F нам пока неизвестна. Разлагая эту функцию в степенной ряд и ограничиваясь квадратичными членами, получаем

$$S = a_0 + a_1c + a_2c^2 + a_3r + a_4r^2 + a_5cr + a_6o + a_7o^2 + \dots + a_m \text{Factor}_m, \quad (2)$$

где a_i есть неизвестные, подлежащие определению коэффициенты. Уравнение (2) называется уравнением множественной регрессии [52].

Будем считать, что значения S , а также факторов среды $c, r, o, \dots$ измерены и известны нам в каждой из n точек наблюдения. Тогда у нас есть n уравнений (2) с $m + 1$ неизвестными $a_0, \dots, a_m$, причем примем, что $n > m + 1$, то есть точек наблюдения достаточно много (обычно $n \geq 25$, но может достигать и сотен). Уравнение (2) решают методом наименьших квадратов (ordinary least squares, **OLS**), то есть используя критерий минимальности суммы квадратов отклонений левых частей (2) от правых $\sum_n (S_k - \text{ПЧ}_k)^2 = \min$, где ПЧ_k есть правая часть (2) в k -ой точке наблюдения. Условия минимальности, то есть $\partial[\sum_n (S_k - \text{ПЧ}_k)^2] / \partial a_i = 0$, дают $m + 1$ линейных по a_i уравнений с $m + 1$ неизвестными $a_0, \dots, a_m$, которые известным способом находят из этой системы уравнений [52].

Теперь, зная коэффициенты $a_0, \dots, a_m$ и факторы среды в точках карты, мы знаем, таким образом, правую часть (2) и поэтому, хотя значения S измерены только в n точках, мы можем построить карту изучаемого свойства почв S по уравнению (2) во всех точках карты (их обычно значительно

больше, чем n), поскольку факторы среды в них известны. Задача нахождения функции $F(c, r, o, \dots)$ в указанном приближении, таким образом, решена, и формально можно построить предсказательную карту, хотя мы еще не рассмотрели вопросы о тесноте связи между S и $F(c, r, o, \dots)$, о статистической значимости отдельных факторов среды и о проверке полученной модели (см. ниже).

Для иллюстрации принципа предсказательного или цифрового картографирования почв использовали уравнение множественной регрессии (2), решаемое методом OLS. Это не значит, что данный метод является единственным или наилучшим, хотя он наиболее прост и популярен [49]. Например, при изучении большой местности, сильно различающейся в различных своих частях, например, условиями климата, может оказаться, что неявно принятое в OLS предположение о постоянстве регрессионных коэффициентов $a_0, \dots, a_m$ для всей местности не является адекватным задаче. В таких случаях используют другие статистические подходы, такие как модель географически взвешенной регрессии, в которой принимается, что $a_0, \dots, a_m$ медленно меняются на местности. Например, при разработке карты содержания полного фосфора в слое 0–30 см почв Австралии [65] и карт почвенного органического углерода в Австралии [66], использовалась модель Cubist этого рода. Дополнительно к значениям S , эта модель давала карты ошибок в оценке S , позволяющие выделять области с малыми и большими неопределенностями в оценке S . В работе [66] в качестве предикторов использовали данные дистанционного зондирования почв спектроскопическими сенсорами и сенсорами гамма-излучения, а также данные карт растительности. Рассмотрение различных статистических моделей дано, например, в работах [28, 35, 48, 49, 56]. Таких моделей для разных ситуаций немало и здесь мы не будем останавливаться на них, концентрируясь главным образом на описании факторов среды и принципов анализа. Для определенности будем использовать с этой целью OLS, но основные принципы остаются справедливыми и для других статистических подходов.

Значимость факторов среды и их отбор. Изучаемое свойство почв S может не полностью определяться учтенными факторами среды, доступный набор которых всегда ограничен. Поэтому все факторы среды в уравнении $S = F(\text{factor}_1, \dots, \text{factor}_m, \dots)$ на практике недоступны. В силу этого уравнение типа (2) описывает лишь некоторую долю изменчивости S , объясненную вошедшими в (2) факторами среды. Если бы изучаемое свойство почв S точно описывалась учтенными в (2) факторами среды, то эта доля равнялась 1.

В любых моделях предсказательного картографирования описание S является по своей природе

статистическим, и та статистика, которая описывает эту долю, называется коэффициентом детерминации R^2 . При решении уравнения (2) находят R^2 , причем R^2 можно найти для любой статистической модели [35]. Полезно также знать, какие из факторов среды значимы для S , а какие — незначимы. В методе OLS для этого используются так называемые t -статистики Стьюдента [52], рассчитываемые для каждого фактора среды. С их помощью можно удалить из уравнения (2) все незначимые факторы среды, а остающиеся расположить по убыванию значимости (первый в уравнении — самый значимый). Процедура выбора наиболее значимых факторов среды в уравнении (2) называется отбором предикторов [52]. Она важна прежде всего потому, что точность модели уменьшается с ростом числа предикторов в ней [52]. При отборе предикторов выбираются те факторы среды (предикторы), которые дают наибольший R^2 , t -статистики или их аналоги позволяют оценить также значимость (относительную роль) каждого из вошедших в финальную модель факторов среды.

Независимость факторов среды. Если повторить один и тот же фактор среды дважды в уравнении (2), то регрессионные коэффициенты не будут найдены — система уравнений не имеет решения [52]. Факторы среды должны быть *линейно независимыми*, чтобы уравнение (2) имело решение. Более того, если два фактора среды линейно независимы, но близки к линейно зависимым (как это бывает, например, с температурами соседних месяцев, которые часто близки к пропорциональным друг другу), то статистики могут начать противоречить друг другу. Например, чтобы связь левой и правой частей уравнения (2) была значимой, нужно, чтобы связь S хотя бы с одним из факторов среды была значимой. В случае близких к линейно зависимым факторам среды этого может не быть. Это известно в предсказательном картографировании как проблема *мультиколлинеарности* [35, 52].

Поэтому факторы среды должны быть близки к линейно независимым. Ясно, что мало смысла использовать температуры соседних месяцев, если они пропорциональны друг другу. Тогда один из этих факторов среды просто исключают из рассмотрения. Для оценки линейной независимости предикторов в OLS используют так называемые факторы вспухания дисперсии (variance inflation factors) VIF_i , наибольший из которых не должен превосходить 5.15 [15, 17]. В итоге, для отбора факторов среды используют только те комбинации предикторов, для которых $\max\{VIF_i\} \leq 5.15$ (все комбинации предикторов, для которых $\max\{VIF_i\} > 5.15$, исключают из рассмотрения), и доля объясненной факторами среды дисперсии S , то есть R^2 , является наибольшей.

В связи с этим в предсказательном картографировании принято называть S зависимой переменной, а факторы среды — независимыми переменными или предикторами. Если, например, $R^2 = 0.68$, то говорят, что 68% дисперсии зависимой переменной объясняется учтенными в модели предикторами [52].

Следует отметить, что некоторые “самообучающиеся” непараметрические статистические методы предсказательного картографирования не требуют независимости предикторов. Таковы, например, методы искусственной нейронной сети, применяемые иногда в цифровой почвенной картографии [26]. Однако, хотя они могут давать предсказательные карты S , они не дают никакого уравнения и не выявляют ведущих предикторов [35].

Неколичественные переменные. Некоторые факторы среды, такие как типы растительности или почв, трудно выразить одной или немногими непрерывными количественными переменными. Между тем они могут существенно влиять на свойство почв S , и потому их учет в моделях предсказательного картографирования весьма желателен. Для этого используют так называемые индикаторы (dummy variables), принимающие обычно значения 0 или 1 (в общем случае — два разных числа). Например, если $Ind_1 = 1$ отвечает черноземам, а $Ind_2 = 1$ — серым лесным почвам, то ясно, что в данной точке не может быть $Ind_1 = Ind_2 = 1$, так как почва в ней не является одновременно и черноземом, и серой лесной. Значения же $Ind_1 = Ind_2 = 0$ возможны и отвечают тому, что почва не является ни черноземом, ни серой лесной (например, дерново-подзолистая). Поэтому для описания N типов почв нужен $N-1$ индикатор [15, 52].

Таким образом, в предсказательном картографировании могут учитываться как количественные, так и неколичественные предикторы (такие как типы растительности, типы антропогенного воздействия или наличие/отсутствие оглеения). Это расширяет возможности подходов. Также вместо количественного предиктора X можно рассматривать нелинейную функцию $f(X)$, которая, например, более обоснована физически и увеличивает R^2 .

Если в качестве S рассматривается наличие/отсутствие данного свойства почв, то может изучаться вероятность p наличия этого свойства. В таких ситуациях используют логит-регрессию (logistic regression), то есть решают уравнение вида $\ln[p/(1-p)] = F(s, c, o, \dots)$, где функция $\ln[p/(1-p)] = \text{logit}(p)$ называется логит. В таких случаях решение находят не методом наименьших квадратов, а методом максимального правдоподобия [39].

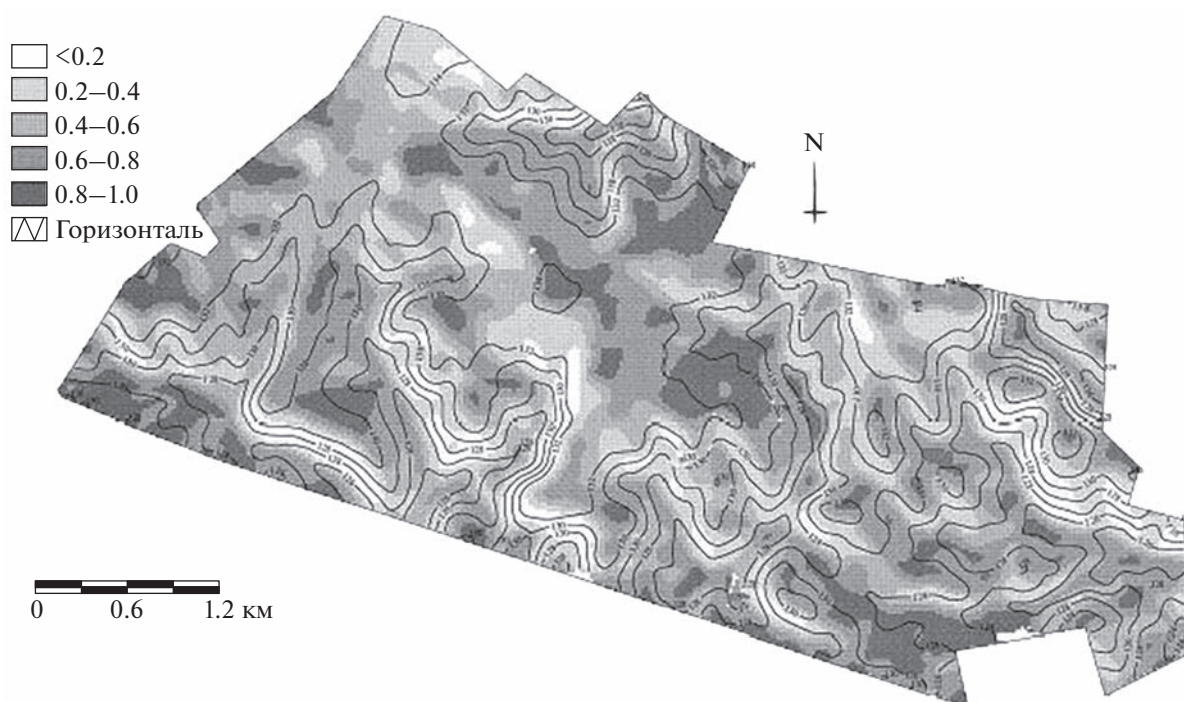


Рис. 6. Предсказательная карта вероятности обнаружения иловато-суглинистого горизонта почв [41], рассчитанная по модели (3).

Например, в работе [41] изучалось наличие/отсутствие некарбонатного иловато-суглинистого горизонта почв на небольшом (размером <10 км) участке близ Парижа. Из-за малости участка характеристики климата не использовались. Для этого пологого участка (максимальный уклон $<1.1^\circ$) роль горизонтальной и вертикальной кривизны была незначимой, а основную роль играли крутизна в градусах GA и экспозиция склонов A_0 . Используя измерения в 246 точках наблюдения, авторы получили уравнение логит-регрессии в виде

$$\ln[p/(1-p)] = 1.69 - 1.62 \sin GA + 0.60 \sin A_0 + 1.01 \cos A_0, \quad (3)$$

где p есть вероятность наличия иловато-суглинистого горизонта. Предсказательная карта показана на рис. 6.

Сравнение этой карты с наблюдениями на местности показало [41], что ее можно было бы улучшить с помощью учета сухих долин, то есть площади сбора МСА, расчет которой в то время еще не был доступен авторам [41].

Пространственные связи. В модели SCORPAN $S = f(s, c, o, r, p, a, n)$ фактор n отвечает пространству. Под этим понимается то, что в расположенных поблизости точках наблюдения значения свойства почв S нередко (но не всегда) ближе, чем в более отдаленных друг от друга точках. Это яв-

ление отвечает автокорреляции S (то есть корреляции между значениями S в различно удаленных точках) и изучалось еще в работе Козловского [8] по элементарному почвенному ареалу, который впервые использовал автокорреляционную функцию (спектр) для оценки размеров почвенного индивидуума. Эту или подобные функции стали в дальнейшем использовать многие авторы, в том числе с использованием моделей геостатистики [9, 48], где предполагается наличие значимой автокорреляции. Используют также различные варианты геостатистики (регрессионный кригинг и др.), которые наряду с автокорреляцией учитывают и связь почв с факторами среды [48].

В авторегрессионных моделях учитывается только автокорреляция, то есть вообще не учитываются факторы среды [25]. Однако эти модели не нашли заметного использования в предсказательном картографировании. Различные статистические модели с учетом как автокорреляции, так и факторов среды описаны в обзорах [23, 29].

Общим свойством автокорреляции является то, что она обычно быстро ослабевает с ростом расстояния между точками наблюдения. Поэтому при расстоянии между ними 250 м в лесах Австрийских Альп уже не было значимой автокорреляции [44]. В моделях OLS автокорреляция в предикторах не имеет значения, важна лишь автокорреляция в остатках [52], то есть в разности между левой и правой частями (2). По этим при-

чинам фактор n в модели SCORPAN учитывают не всегда, что может, однако, приводить к объяснению меньшей доли свойства почв S факторами среды (то есть к меньшим R^2), чем при учете простейшего фактора n .

Роль масштаба. В работе [61] при изучении ряда свойств почв во Франции найдено, что 70% дисперсии этих свойств объяснялось рельефом при разрешении 50 м, а при разрешении 120 м — лишь 55%. Отчасти это связано с зависимостью характеристик рельефа от масштаба [58]. Отметим, что при изучении протяженных местностей увеличивается роль климата (который незначимо меняется на участках малой протяженности), так что свойства почв или растительности на участках субконтинентальной протяженности могут оказываться более тесно связанными с климатом. Например, более 90% дисперсии разнообразия сосудистых растений объясняется климатом в глобальном масштабе при разрешении 100 км [36], но лишь 50% — в региональном масштабе при разрешении 5.6 км [53]. Однако некоторые характеристики почв, такие как педогенный прирост магнитной восприимчивости в верхнем слое развитых на лёссах степных почв, могут быть тесно связаны с климатом, например, с коэффициентом увлажнения ($R^2 = 0.85$), и в региональном масштабе [1].

Проверка моделей. Для проверки предсказательной модели используют часть ($\sim 1/3$) точек наблюдения, которые не употреблялись при формировании модели. Измеренные в них значения изучаемого свойства почв S сравнивают с предсказанными в этих точках моделью значениями. Наиболее популярной для этой цели величиной является среднеквадратичное отклонение RMSE [48], которое определяется формулой

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [S(x_i) - S^*(x_i)]^2}, \quad (4)$$

где $S(x_i)$ — измеренное значение S , а $S^*(x_i)$ — предсказанное моделью. Используют также [48] среднюю ошибку

$$\text{ME} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [S(x_i) - S^*(x_i)], \quad (5)$$

которая позволяет оценить преобладающий знак ошибки. Помимо того, что эти показатели дают оценку неточности (неопределенности) предсказания, они позволяют сравнивать различные предсказательные модели, если они были применены к одному и тому же участку [48].

Для некоторых участков исследования число точек наблюдения может быть слишком мало ($n \sim 30-50$) для разделения его на две части, для калибровки модели и для ее проверки. В таких случаях для проверки используют те же точки

наблюдения, последовательно удаляя их по одной и получая “предсказательный” коэффициент детерминации R_{pr}^2 [52], который обычно меньше, чем обычный R^2 . Тогда величину $\text{Degr} = 100 \times [(R^2/R_{pr}^2) - 1]$ можно использовать как показатель деградации модели в новых (где не было измерений) точках наблюдения того же участка исследования. Эмпирически показано [15], что при $\text{Degr} < 50\%$ модель OLS успешно предсказывает изучаемое свойство почв.

Если данный фактор среды имеет определенный диапазон на данном участке исследования, и пытаемся применить предсказательную модель в области значений вне этого диапазона, то модель может дать значительные ошибки [52]. С этим связано то, что разработанная для данного участка модель может плохо работать на другом участке, где, например, другие климатические условия [35].

Модели искусственной нейронной сети, а также генерализованные аддитивные модели, обладают нежелательным свойством преувеличивать роль нелинейностей в связи S с факторами среды, в то время как OLS и их обобщение, генерализованные линейные модели, такого свойства не имеют [38], как и модель “случайного леса” (Random Forest) [33].

Детальные данные о рельефе разрешения 1–5 м, полученные путем лазерного сканирования LiDAR с воздушных летательных аппаратов, становятся все более доступными [12], в том числе под лесом [43]. С использованием таких данных строились предсказательные карты высокого разрешения (~ 1 м) ряда свойств почв, например, pH в лесу [22]. Как уже отмечалось, данные о среднемесячных осадках и температурах доступны сегодня с разрешением 1 км [37].

Если набор факторов среды, относящихся к описанию климата и рельефа, относительно хорошо развит (как показано выше), то набор факторов среды для описания организмов и почвообразующих пород развит пока еще недостаточно. Поиски в этом направлении продолжаются. Например, на малых участках для описания почвообразующих пород используют наземные растровые измерения электропроводности [48]. Однако этот метод трудно применить к большим участкам, хотя некоторые дистанционные данные (гамма-спектроскопия и др.) дают определенную информацию о почвообразующих породах, которая уже оказалась полезна при составлении цифровых матриц содержания полного фосфора и органического углерода в почвах Австралии [65, 66]. Сегодня доступны и полученные обработкой спутниковых данных ежегодно (с 2000 г.) обновляемые карты характеристик состава и обилия лесов России разрешения 250 м, причем осуществляет-

ся работа по увеличению разрешения таких карт до 110 м и выше [2]. Это делает все более реалистичным построение достаточно подробных предсказательных карт свойств почв по России. Например, с использованием дистанционных и наземных данных сформирована матрица (карта) запасов органического углерода в верхнем метре почв России разрешения 1 км [20].

Поскольку данные дистанционного зондирования (ДДЗ) покрывают большие территории и ежегодно обновляются [2], их использование в почвоведении становится все более частым. Однако, за небольшими исключениями, такими как гамма-спектроскопия, они дают мало информации о почвах и почвообразующих породах, больше отражая свойства растительности, которая тоже является одним из факторов почвообразования. Поэтому в последние годы ДДЗ все чаще используются для предсказательного картографирования почв. В ДДЗ информация о свойствах почв и растительности часто смешана, и эти сигналы трудно разделить. В некоторой мере для оценки свойств почв могли бы быть полезны данные гиперспектральных снимков, содержащие информацию от сотен каналов (длин волн) и позволяющие оценивать ряд физико-химических свойств почв, но пока прогресс в этом отношении ограничен большим объемом данных и трудностями идентификации конкретных свойств почв. Поэтому расширенные наборы характеристик климата и рельефа остаются сегодня главными из доступных факторов среды, которым и посвящен настоящий обзор.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рельеф и климат характеризуются сегодня наиболее богатой системой количественных показателей, вводимых на единой основе. Все морфометрические величины рельефа рассчитываются с помощью единой цифровой модели рельефа. При этом различаются локальные и региональные, требующие интегрирования, МВ. Одни МВ описывают свойства потоков веществ, перемещающихся под действием силы тяжести по земной поверхности, другие — формы рельефа, третьи, такие как освещенность склонов, связаны с описанием радиационного режима почв, теплового и светового. Для некоторых задач используют также составные МВ. Все МВ являются количественными характеристиками рельефа, и их учет важен в предсказательном картографировании. Учет рельефа особенно важен для участков небольшой протяженности, когда закономерное изменение характеристик климата трудно измерить из-за его малости.

Это не значит, что рельеф важен только на крупных масштабах. Например, закономерное уменьшение освещенности от экватора к полю-

сам приводит к холодным условиям в высоких широтах.

Важно отметить, что климат, помимо обычных характеристик типа осадков и температуры, характеризуется балансовыми показателями, такими как коэффициент увлажнения и дефицит воды. В настоящее время их использование в предсказательном картографировании явно недостаточно, в то время как ясно, что не только природно-климатические зоны сменяются при их изменении, но меняются также свойства почв, включая смену типов почв с изменением климатических показателей. В ряде ситуаций можно наблюдать критические значения климатических показателей, при превышении которых почвы теряют или приобретают определенные свойства. Это может быть связано как с заменой лесов степями, полупустынями, пустынями при большом дефиците воды, так и с явлениями, вызванными избытком влаги в водном балансе, например, заболачиванием или оглеением.

Развитие систем количественных показателей для других факторов почвообразования, организмы (включая человека), геология и время (возраст почв), более затруднительно, но, тем не менее, ведется. Однако время пока практически не используется в моделях предсказательного картографирования.

Концепция SCORPAN позволяет использовать предсказательное картографирование для данного свойства почв, когда предикторы включают в себя не только факторы почвообразования, но также другие, отличные от изучаемого, свойства почв и пространственные связи при значимой автокорреляции.

Все еще важны трудности с расчетом, включая недостаток общедоступных программ, а значит и с использованием ряда важных характеристик рельефа (площадь сбора, освещенность и др.) и климата (дефицит воды и др.). Поэтому представленное здесь описание их особенностей, как надеется автор, будет полезно для развития соответствующих баз данных и программ.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.О., Митенко Г.В., Шарый П.А. Количественные оценки палеоэкологических изменений в позднем голоцене на юге Восточно-Европейской равнины на основе магнитных свойств почв // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1425–1435. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20120023>
2. Барталев С.А., Егоров В.А., Жарко В.О., Лупян Е.А., Плотников Д.Е., Хвостиков С.А., Шабанов Н.В.

- Спутниковое картографирование растительного покрова России. М.: ИКИ РАН, 2016. 208 с.
3. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 256 с.
 4. Гаусс К.Ф. Общие исследования о кривых поверхностях // Об основаниях геометрии. М.: Гос. изд-во технико-теоретической литературы, 1956. С. 123–161.
 5. Докучаев В.В. Русский чернозем // Избр. соч. М.: Сельхозгиз, 1948. Т. 1. 480 с.
 6. Иванов Н.Н. Ландшафтно-климатические области земного шара // Записки географического общества. М.–Л., 1948. Т. 1. 223 с.
 7. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высшая школа, 1991. 366 с.
 8. Козловский Ф.И. Почвенный индивидуум и методы его определения // Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М.: Наука, 1970. С. 42–59.
 9. Кузякова И.Ф., Романенков В.А., Кузяков Я.В. Метод геостатистики в почвенно-агрохимических исследованиях // Почвоведение. 2001. № 9. С. 1132–1139.
 10. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
 11. Погребняк П.С. Общее лесоводство. М.: Колос, 1968. 440 с.
 12. Рыльский И.А. Лазерное сканирование и цифровая аэрофотосъемка: новый уровень детальности // Geomatics. 2015. № 4. С. 53–56.
 13. Степанов И.Н., Флоринский И.В., Шарый П.А. О концептуальной схеме исследований ландшафта // Геометрия структур земной поверхности. Пушкино, 1991. С. 9–15.
 14. Шарый П.А. Топографический метод вторых производных // Геометрия структур земной поверхности. Пушкино, 1991. С. 28–58.
 15. Шарый П.А., Рухович О.В., Шарая Л.С. Методология анализа пространственной изменчивости характеристик урожайности пшеницы в зависимости от условий агроландшафта // Агрохимия. 2011. № 2. С. 57–81.
 16. Шарый П.А., Рухович О.В., Шарая Л.С. Предсказательное моделирование характеристик урожая озимой пшеницы // Цифровая почвенная картография: теоретические и экспериментальные исследования. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2012. С. 310–326.
 17. Шарый П.А., Пинский Д.Л. Статистическая оценка связи пространственной изменчивости содержания органического углерода в серой лесной почве с плотностью, концентрацией металлов и рельефом // Почвоведение. 2013. № 11. С. 1344–1356. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13090104>
 18. Шарый П.А., Смирнов Н.С. Механизмы влияния солнечной радиации и анизотропии местности на растительность темнохвойных лесов Печоро-Илычского заповедника // Экология. 2013. № 1. С. 11–19. <https://doi.org/10.7868/S0367059713010113>
 19. Шарый П.А., Шарая Л.С., Сидякина Л.В. Связь NDVI лесов и характеристик климата Волжского бассейна // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 4. С. 154–163. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-4-154-163>
 20. Щепашенко Д.Г., Мухоморова Л.В., Швиденко А.З., Ведрова Э.Ф. Запасы органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2013. № 2. С. 123–132. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13020123>
 21. Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. Crop evapotranspiration (guides for computing crop water requirements). FAO irrigation and drainage paper No. 56. 1998. 300 p.
 22. Baltensweiler A., Walther L., Ginzler C., Sutter F., Purves R.S., Hanewinkel M. Terrestrial laser scanning improves digital elevation models and topsoil pH modelling in regions with complex topography and dense vegetation // Environmental Modelling and Software. 2017. V. 95. P. 13–21.
 23. Beale C.M., Lennon J.J., Yearsley J.M., Brewer M.J., Elston D.A. Regression analysis of spatial data // Ecology Letters. 2010. V. 13. № 2. P. 246–264.
 24. Beers T.W., Dress P.E., Wensel L.C. Aspect transformation in site productivity research // J. Forestry. 1966. V. 64. P. 691–692.
 25. Besag J. Spatial interaction and the statistical analysis of lattice systems // J. Royal Statistical Society. 1974. Series B. V. 36. № 2. P. 192–236.
 26. Behrens T., Förster H., Scholten T., Steinrücken U., Spies E.-D., Goldschmitt M. Digital soil mapping using artificial neural networks // J. Plant Nutrition Soil Sci. 2005. V. 168. № 1. P. 21–33.
 27. Beven K.J., Kirkby M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology // Hydrological Sci. Bull. 1979. V. 24. № 1. P. 43–69.
 28. Bishop M.P., James L.A., Shroder J.F. Jr., Walsh S.J. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research // Geomorphology. 2012. V. 137. P. 5–26.
 29. Dormann C.F., McPherson J.M., Araújo M.B., Bivand R., Bolliger J., Carl G., Davies R.G., Hirzel A., Jetz W., Kissling W.D., Kühn I., Ohlemüller R., Peres-Neto P.R., Reineking B., Schröder B., Schurr F.M., Wilson R. Methods to account for spatial autocorrelation in the analysis of species distributional data: a review // Ecography. 2007. V. 30. № 5. P. 609–628.
 30. Evans I.S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics // Spatial Analysis in Geomorphology. London: Methuen & Co., Ltd., 1972. Ch. 2. P. 17–90.
 31. Franklin J. Predictive vegetation mapping: geographic modelling of biospatial patterns in relation to environmental gradients // Progress in Physical Geography. 1995. V. 19. № 4. P. 474–499.
 32. Freeman T.G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid // Computers and Geosciences. 1991. V. 17. № 3. P. 413–422.
 33. Grimm R., Behrens T., Märker M., Elsenbeer H. Soil organic carbon concentrations and stocks on Barro Colorado Island – Digital soil mapping using Random Forests analysis // Geoderma. 2008. V. 146. P. 102–113.

34. *Grishin S.Yu.* The boreal forests of north-eastern Eurasia // *Vegetatio*. 1995. V. 121. P. 11–21.
35. *Guisan A., Zimmermann N.E.* Predictive habitat distribution models in ecology // *Ecological Modelling*. 2000. V. 135. № 2–3. P. 147–186.
36. *Hawkins B.A., Rodríguez M.Á., Weller S.G.* Global angiosperm family richness revisited: linking ecology and evolution to climate // *J. Biogeography*. 2011. V. 38. P. 1253–1266.
37. *Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L., Jones P.J., Jarvis A.* Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas // *Int. J. Climatology*. 2005. V. 25. № 15. P. 1965–1978.
38. *Hjort J., Marmion M.* Effects of sample size on the accuracy of geomorphological models // *Geomorphology*. 2008. V. 102. P. 341–350.
39. *Hosmer D.W., Lemeshow S.* Applied Logistic Regression. N.Y.: John Wiley & Sons, Inc., 2000. 375 p.
40. *Hwang T., Song C., Vose J.M., Band L.E.* Topography-mediated controls on local vegetation phenology estimated from MODIS vegetation index // *Landscape Ecology*. 2011. V. 26. P. 541–556.
41. *King D., Bourennane H., Isampert M., Macaire J.J.* Relationship of the presence of a non-calcareous clay-loam horizon to DEM attributes in a gently sloping area // *Geoderma*. 1999. V. 89. № 1–2. P. 95–111.
42. *Krestov P.V., Omelko A.M., Nakamura Y.* Phytogeography of higher units of forests and krummholz in North Asia and formation of vegetation complex in the Holocene // *Phytocoenologia*. 2010. V. 40. P. 41–56.
43. *Lim K., Treitz P., Wulder M., St-Onge B., Flood M.* LiDAR remote sensing of forest structure // *Progress in Physical Geography*. 2003. V. 27. P. 88–106.
44. *Lischke H., Guisan A., Fischlin A., Bugmann H.* Vegetation responses to climate change in the Alps - Modeling studies // *A View from the Alps: Regional Perspectives on Climate Change*. Boston: MIT Press, 1998. Ch. 6. P. 309–350.
45. *Lutz J.A., van Wageningen J.W., Franklin J.F.* Climatic water deficit, tree species ranges, and climate change in Yosemite National Park // *J. Biogeography*. 2010. V. 37. P. 936–950.
46. *MacMillan R.A., Shary P.A.* Landforms and landform elements in geomorphometry // *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Developments in Soil Science. V. 33. Amsterdam: Elsevier, 2009. Ch. 9. P. 227–254.
47. *Martz L.W., de Jong E.* CATCH: a Fortran program for measuring catchment area from digital elevation models // *Computers and Geosciences*. 1988. V. 14. № 5. P. 627–640.
48. *McBratney A.B., Odeh I.O.A., Bishop T.F.A., Dunbar M.S., Shatar T.M.* An overview of pedometric techniques for use in soil survey // *Geoderma*. 2000. V. 97. № 3–4. P. 293–327.
49. *McBratney A.B., Mendonça Santos M.L., Minasny B.* On digital soil mapping // *Geoderma*. 2003. V. 117. № 1–2. P. 3–52.
50. *McKenzie N.J., Ryan P.J.* Spatial prediction of soil properties using environmental correlation // *Geoderma*. 1999. V. 89. № 1–2. P. 67–94.
51. *Mitašová H., Hofierka J.* Interpolation by regularized spline with tension. II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis // *Mathematical Geology*. 1993. V. 25. № 6. P. 657–669.
52. *Montgomery D.C., Peck E.A.* Introduction to Linear Regression Analysis. N.Y.: John Wiley & Sons, 1982. 504 p.
53. *Moser D., Dullinger S., Englisch T., Niklfeld H., Plutzer C., Saubere N., Zechmeister H.G., Grabherr G.* Environmental determinants of vascular plant species richness in the Austrian Alps // *J. Biogeography*. 2005. V. 32. P. 1117–1127.
54. *Pike R.J., Evans I.S., Hengl T.* Geomorphometry: a brief guide // *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Developments in Soil Science. V. 33. Amsterdam: Elsevier, 2009. Ch. 1. P. 3–30.
55. *Pierce K.B. Jr., Lookingbill T., Urban D.* A simple method for estimating potential relative radiation (PRR) for landscape-scale vegetation analysis // *Landscape Ecology*. 2005. V. 20. № 2. P. 137–147.
56. *Scull P., Franklin J., Chadwick O.A., McArthur D.* Predictive soil mapping: a review // *Progress in Physical Geography*. 2003. V. 27. № 2. P. 171–197.
57. *Shary P.A.* Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures // *Mathematical Geology*. 1995. V. 27. № 3. P. 373–390.
58. *Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V.* Fundamental quantitative methods of land surface analysis // *Geoderma*. 2002. V. 107. № 1–2. P. 1–32.
59. *Shary P.A., Sharaya L.S., Rukhovich O.V.* Model-based forecasting winter wheat yields using landscape and climate data // *Landscape Modelling and Decision Support*. Switzerland: Springer Nature Switzerland AG, 2020. Ch. 20. P. 383–396.
60. *Stephenson N.L.* Actual evapotranspiration and deficit: biologically meaningful correlates of vegetation distribution across spatial scales // *J. Biogeography*. 1998. V. 25. P. 855–870.
61. *Thomas A.L., King D., Dambrine E., Couturier A., Roque J.* Predicting soil classes with parameters derived from relief and geologic materials in a sandstone region of the Vosges mountains (Northeastern France) // *Geoderma*. 1999. V. 90. № 3–4. P. 291–305.
62. *Thompson J.A., Bell J.C., Butler C.A.* Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling // *Geoderma*. 2001. V. 100. P. 67–89.
63. *Thorntwaite C.W.* An approach toward a rational classification of climate // *Geographical Review*. 1948. V. 38. № 1. P. 55–94.
64. *Troeh F.R.* Landform parameters correlated to soil drainage // *Soil Science Society of America Proceedings*. 1964. V. 28. № 6. P. 808–812.
65. *Viscarra Rossel R.A., Bui E.N.* A new detailed map of total phosphorus stocks in Australian soil // *Science of the Total Environment*. 2016. V. 542. P. 1040–1049.
66. *Viscarra Rossel R.A., Brus D.J., Lobsey C., Shi Z., McLachlan G.* Baseline estimates of soil organic carbon by proximal sensing: Comparing design-based, model-assisted and model-based inference // *Geoderma*. 2016. V. 265. P. 152–163.

Environmental Variables in Predictive Soil Mapping

P. A. Shary*

*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences,
Pushchino, Moscow region, 142292 Russia*

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

In the well-known conceptual model SCORPAN, given soil property is considered as dependent on the following environmental factors: soil, climate, organisms, topography, time and space. Predictive mapping of soils in digital soil mapping is based on similar ideas, but environmental factors may include not only factors of soils formation, but also, for example, remote sensing data, and have found a wide distribution not only in soil science, but also in ecology, agriculture and geomorphology. This paper provides a review of environmental factors that are used in predictive mapping with a special attention to situations when wide sets of environmental factors may be used and a part of them is not quantitative, such as vegetation types. Most developed are systems of quantitative variables for topography and climate description, so that a special attention is paid to them. Land surface description is performed using both local and non-local variables that need integration. In climate description variables are essential that estimate dry or wet terrain features, such as moisture ratio or water deficit. They need evaluation of potential evapotranspiration that is not measured by meteo-stations, but may be calculated. Possibilities of accounting these and other environmental factors including non-quantitative ones in quantitative statistical models of predictive mapping are described together with principles of their construction, verification, comparison, choice of appropriate models. Examples of soil predictive mapping applications are given for various scales, their specifics for different scales is outlined. Some aspects of remote sensing data usage are discussed.

Keywords: Model SCORPAN, digital soil mapping, geomorphometry, climate, spatial relations

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ЛАТЕРАЛЬНОЕ ВАРИИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГУМУСОВОГО И КАРБОНАТНОГО ПРОФИЛЕЙ АГРОЧЕРНОЗЕМОВ (БЕЛГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2023 г. М. А. Смирнова^а, *, А. Н. Геннадиев^а, Ю. Г. Чендев^б

^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119999 Россия

^бБелгородский государственный национальный исследовательский университет,
ул. Победы, 85, Белгород, 308015 Россия

*e-mail: summerija@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.08.2022 г.

После доработки 09.11.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

Изучение латерального варьирования свойств агрочерноземов позволило получить количественную характеристику ненаправленных короткопериодических, как правило, первые метры, изменений почвенно-профильных параметров. В основу настоящего исследования положены данные о почвах водораздельной поверхности, приуроченных к трем параллельным трансектам, каждая протяженностью 240 м, перпендикулярно пересекающим лесополосу 60-летнего возраста в их центральной части. Шаг опробования составил 10 м на сельскохозяйственных полях и 6 м — под лесополосой; изучены особенности гумусового и карбонатного профилей в 75 точках: содержание органического углерода в слое 0–20 см, мощность гумусового горизонта и гумусового профиля, глубина вскипания, содержание уголекислоты карбонатов в слое вскипания и горизонте максимального скопления карбонатов. Выявлено, что параметры гумусового и карбонатного профилей почв меняются периодически с шагом 6–10 м. Параметры гумусового профиля характеризуются меньшими коэффициентами вариации (<30%), чем параметры карбонатного профиля почв (>50%). Произрастание лесных насаждений на агрочерноземах (Haplic Chernozem (Aric)) в течение 60 лет привело к формированию новых классификационных компонентов — агрочерноземов постагрогенных (Haplic Chernozem), характеризующихся меньшим латеральным варьированием свойств по сравнению с почвами пашни. Всего в пределах исследованного участка встречается 3 типа почв: агрочерноземы (64 точки; Haplic Chernozem (Aric, Loamic, Pachic)), агрочерноземам глинисто-иллювиальные (7 точек; Luvic Chernozem (Aric, Loamic, Pachic) и Luvic Chernic Phaeozem (Aric, Loamic, Pachic)) и агрочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые (4 точки; Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Aric, Loamic, Pachic)), включающие 8 подтипов.

Ключевые слова: вариабельность свойств почв, разнообразие почв, органической углерод, Среднерусская возвышенность, черноземы (Chernozems)

DOI: 10.31857/S0032180X22601086, **EDN:** HDONUQ

ВВЕДЕНИЕ

Пространственная изменчивость почв является их неотъемлемым качеством и важной существенной характеристикой. Выделяются различные варианты пространственной изменчивости почвенных свойств с акцентом на: а) уровень ее векторности; б) выраженность ее периодичности; в) частоту и регулярность смены направлений и др. Латеральное варьирование почвенных свойств представляет собой частный случай пространственной изменчивости почв. Для латерального варьирования, как правило, характерны ненаправленные короткопериодические — в диапазоне первых метров — изменения почвенно-профильных параметров, обусловленные из-

менениями, главным образом, литологического (гранулометрический состав), геоморфологического (микрорельеф) и зоологического (животные-землерои) факторов. Для корректной постановки задач и выбора методов анализа эмпирического материала при исследовании латерального варьирования почвенных свойств необходимо представлять, чем отличаются подходы к изучению латерального варьирования от подходов к изучению структуры почвенного покрова, поскольку и те, и другие имеют ряд общих целей и методологических инструментов. По Фридланду — автору целостного учения о структуре почвенного покрова — суть исследования последней заключается в достижении понимания того, какой харак-

тер имеет заполнение пространства почвенными классификационными единицами, каковы закономерности чередования этих классификационных единиц, и в чем состоят особенности их сопряжения и эволюции [23]. При изучении латерального варьирования почвенный покров представлен для исследователя, в первую очередь, не классификационными таксонами, а континуальным полем тех или иных почвенных свойств, выбранные границы диапазонов которых могут совпадать или не совпадать с границами классификационных выделов. Отметим, что при исследовании латерального варьирования информация о структуре почвенного покрова может использоваться и дополнять полученные результаты.

Выявление особенностей латерального варьирования свойств почв и причин, его вызывающих, способствует раскрытию природы структурно-функциональной организации почвенного покрова [10]. В практическом плане изучение латерального варьирования свойств почв имеет важное значение для проектирования систем точного земледелия, дифференцированного внесения удобрений, формирования оптимальной сети полевого опробования почв и др. В той или иной степени, вопросы, касающиеся латерального варьирования, затрагивались в работах [17, 28, 34, 32].

Считается, что свойства черноземов характеризуются относительно слабым латеральным варьированием, обусловленным как большой мощностью гумусового горизонта и простым строением их почвенного профиля, так и слабо выраженным варьированием факторов почвообразования на малых расстояниях [23]. При этом имеются сведения о значительной латеральной вариабельности свойств черноземов на коротких расстояниях, возникающей в результате естественных причин. Например, в работе [9], основанной на исследовании почв в 800-метровых трансектах с шагом опробования в 30–50 м, выявлены параметры пространственной варьирования значений pH_{KCl} , гидролитической кислотности, содержания гумуса и др. черноземов выщелоченных; показано, что ареалы черноземов выщелоченных с контрастным уровнем плодородия приурочены к разным элементам рельефа. На примере детального исследования выщелоченных черноземов (полигон размером 0.3 га) Кураченко [11] показано, что пространственная вариабельность содержания нитратного азота достигает 78%, фосфора и калия — менее 31%. В работе Сорокиной [19] для водораздельного участка Курской области выявлено сильное варьирование глубины обнаружения карбонатов — от 0 до 180 см. Результаты детальной почвенной съемки различных участков черноземной зоны представлены в работах [2, 4, 19, 22, 24, 26, 27, 30, 31]. Вместе с тем данных о латеральном варьировании свойств черноземов на коротких расстояниях недостаточно, тем более что для

каждого сочетания физико-географических условий характерны свои локальные комбинации факторов, определяющие пространственное варьирование свойств почв, что обуславливает необходимость расширения таких исследований.

Цель работы — количественная оценка латерального варьирования параметров гумусового и карбонатного профилей агрочерноземов. В основу положены данные о свойствах агрочерноземов в 75 точках полевого опробования (с шагом в 6–10 м), приуроченных в пределах водораздельной поверхности к трем параллельным трансектам протяженностью 240 м, пересекающим лесополосу. В каждой точке определяли мощности гумусового горизонта и гумусового профиля, глубину вскипания от 10% HCl, содержание $C_{орг}$ в слое 0–20 см, содержание CO_2 карбонатов в слоях вскипания и с карбонатными новообразованиями (если последние два слоя не совпадали друг с другом). В задачи работы входило:

- охарактеризовать морфологическое строение почв трансект, провести описательную статистику свойств почв;
- выявить и оценить особенности латерального варьирования свойств почв в трансектах;
- провести картографирование почвенного покрова ключевого участка и охарактеризовать особенности его строения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Участок Бондарев находится на юге Среднерусской возвышенности в Краснояружском районе Белгородской области вблизи границы с Курской и Сумской областями. Климат территории умеренно континентальный; согласно метеостанции, расположенной в аэропорту г. Белгорода (82 км к Ю–В от участка исследования), среднегодовая температура составляет $+8.6^{\circ}C$, среднегодовое количество осадков — 582 мм/год (за период с 2012 по 2020 гг.). Гидротермический коэффициент Селянинова составляет 1.24, участок расположен в наиболее влажной части лесостепи Среднерусской возвышенности.

Участок представлен выровненной субгоризонтальной поверхностью с небольшим уклоном к югу ($<2^{\circ}$). На участке расположена меридионально-ориентированная лесополоса шириной 40 м, состоящая из 12 двояных рядов деревьев; доминирует ясень обыкновенный (*Fraxinus excelsior*); дополнительно встречаются вяз малый (*Ulmus minor*) и клен ясенелистный (*Acer negundo*). Возраст древостоя лесополосы составляет около 60 лет (определен подсчетом годовичных колец буровых колоннок). На прилегающих сельскохозяйственных полях выращивают зерновые и технические культуры, используют плужную обработку почв с оборотом пласта и дискование. Возраст пашни со-

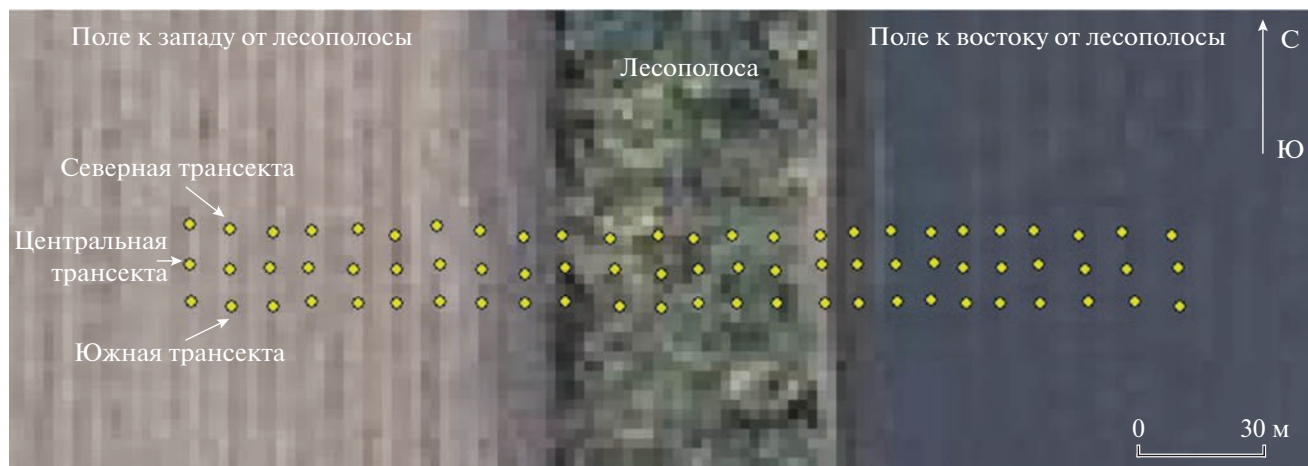


Рис. 1. Фрагмент космического снимка ключевого участка с указанием точек полевого опробования.

ставляет не менее 170 лет [16]. На момент проведения исследования на поле, расположенном к западу от лесополосы, выращивалась кукуруза, к востоку — пшеница. Почвообразующие породы представлены карбонатными лёссовидными суглинками, глубина залегания грунтовых вод — более 8 м [13].

На ключевом участке были заложены три трансекты (расстояние между трансектами 10 м), протяженностью по 240 м, перпендикулярные лесополосе (рис. 1). Опробование почв проводили каждые 10 м на сельскохозяйственных полях (по 30 точек на каждом поле, прилегающем к лесополосе) и каждые 6 м под лесополосой (15 точек). Глубина буровых скважин варьировала от 1.5 до 3 м в зависимости от расположения слоя с морфологически выраженными карбонатными новообразованиями. Индексация точек опробования включает номер трансекты (1 — северная, 2 — центральная, 3 — южная), особенности расположения относительно лесополосы (Л — лесополоса, З — к западу от лесополосы, В — к востоку от лесополосы) и номер точки в трансекте (номера даны с запада на восток отдельно для каждого поля, лесополосы). Например, разрез 2В-4 сделан на центральной трансекте к востоку от лесополосы в 30 м от ее края (то есть точка 4 в трансекте на поле к востоку от лесополосы).

Отбор образцов проводили из верхнего слоя гумусового горизонта (глубины 0–20) для определения содержания органического углерода (75 образцов) методом Тюрина [1]. Углерод карбонатов определяли в 90 образцах, отобранных на границе вскипания почвы от 10% HCl, и в слое обнаружения педогенных карбонатов (как правило, граница вскипания соответствовала верхней границе слоя обнаружения педогенных карбонатов, поэтому в большинстве случаев отбирался один образец на анализ) хроматографически через 1 ч после на-

чала реакции почвенной навески с 10%-ным раствором HCl, прилитой в избытке в сосуды, плотно закрытые резиновыми пробками. Классификация и диагностика почв проводилась согласно Классификации и диагностике почв России [7].

Статистическую обработку данных выполняли в программе Statistica; рассчитывали основные статистические параметры, проверили гипотезы о нормальности и лог-нормальности распределения исследованных свойств почв (на основании критериев Колмогорова–Смирнова и Уилка–Шапиро), провели корреляционный анализ Спирмена. Почвенную карту составляли экспертным методом с применением методики, описанной в работе [25]. Проведение границ между почвенными ареалами, в том числе базировалось на результатах наложения карт мощности гумусового профиля и глубины вскипания (построены методом крикинга).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфологическое строение почв. Исследованные почвы характеризуются следующим строением почвенного профиля: под маломощной (не более 3 см) лесной подстилкой (только на поверхности почв лесополосы), встречается агро-темногумусовый горизонт PU. Этот горизонт имел темно-серый цвет, был однородным, глыбистым в почвах пашни и комковатым в почвах под лесополосой (признак ра, горизонт PUра). Нижняя часть горизонта PU очень плотная, с признаками горизонтальной делимости), подстилается хорошо оструктуренным комковато-зернистым темно-серым темногумусовым горизонтом AU. В разрезах (1Л-4, 23-1, 23 -5, 23 -8, 33 -4, 33-9) нижняя часть горизонта AU вскипает при реакции с 10%-ной HCl и может содержать нитевидные карбонатные налеты (признак lc). Темногу-

мусовый горизонт подстилается переходными к срединному, глинисто-иллювиальному ВІ (разрезы 13-2, 13-3, 13-7, 33-1, 33-2, 1Л-2, 1В-4, 1В-5, 1В-8, 2В-1, 3В-2) или аккумулятивно-карбонатному ВСА (в остальных разрезах). Горизонт ВІ, в отличие от горизонта ВСА, не содержит карбонатов, для него характерно наличие тонких пленок на поверхности педов (придающих более темный цвет поверхности педов в отличие от внутрипедной массы). Общей особенностью этих горизонтов является сильная степень перерывности материала почвенными животными (слепышами), что проявляется в неоднородной окраске горизонтов, наличии пятен более темного (материал гумусового горизонта) и более светлого (материал нижележащих горизонтов) цветов, изменении плотности (от рыхлого до плотного) в пределах горизонта. Под глинисто-иллювиальным горизонтом, как правило, залегает аккумулятивно-карбонатный горизонт (разрезы 1Л-2, 1В-4, 1В-5, 1В-8, 2В-1), реже квазиглеевый горизонт Q (разрезы 13-7, 33-1, 33-2 и 3В-2) или почвообразующая порода (разрезы 13-2 и 13-3). Горизонт Q имеет оливковую окраску, охристые пятна вблизи мелких пор и трещин, иногда карбонатные новообразования в виде белоглазки. Под горизонтами ВСА и Q идет почвообразующая порода.

Таким образом, с учетом перечисленных диагностических горизонтов и признаков почвы трансект относится к трем типам — агрочерноземам (64 точки; Haplic Chernozem (Aric, Loamic, Pachic)), агрочерноземам глинисто-иллювиальным (7 точек (Luvic Chernozem (Aric, Loamic, Pachic), Luvic Chernic Phaeozem (Aric, Loamic, Pachic)), агрочерноземам глинисто-иллювиальным квазиглеевым (4 точки (Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Aric, Loamic, Pachic)) — и восемью подтипами — агрочерноземам глинисто-иллювиальным Pu—AU—BI—C(ca), агрочерноземам (постагрогенным) глинисто-иллювиальным мицелярно-карбонатным PU(pa)—AU—BI—BCAmc—Cca, агрочерноземам (постагрогенным) мицелярно-карбонатным PU(pa)—AU—BCAmc—Cca, агрочерноземам (постагрогенным) миграционно-мицелярным PU(pa)—AU—AUlc—BCAmc—Cca и агрочерноземам глинисто-иллювиальным квазиглеевым PU—AU—BI—Q—Cq. В терминах Классификации и диагностики почв СССР [8], описанные на ключевом участке агрочерноземы соответствуют черноземам типичным, агрочерноземам глинисто-иллювиальным — черноземам выщелоченным, агрочерноземам квазиглеевым — лугово-черноземным почвам; слабоконтрастные сочетания и пятнистости черноземов типичных, выщелоченных и лугово-черноземных почв являются типичными для агроландшафтов Среднерусской возвышенности [2, 18–20, 22, 24], а исследованный участок, таким образом, — представительным.

Статистические параметры гумусового и карбонатного профилей почв. Гумусовые профили почв образуют агротемногумусовые горизонты (PU(pa)), темногумусовые горизонты (AU) и горизонты, переходные от темногумусовых к срединным (AUb,i и BIyu, AUb,ca и BCAYu); гумусовые горизонты соответствуют мощности агротемногумусового (PU(pa)) и темногумусового горизонта (AU). В табл. 1 приведены статистические параметры свойств почв.

Почвы ключевого участка характеризуются большой мощностью гумусового горизонта, достигающей в некоторых случаях 120 см, при большом разбросе значений (от 25 до 120 см), коэффициент вариации (Cv) составляет 28.0%. Мощность гумусового профиля почв достигает 150 см, Cv 19.3%, что свидетельствует о меньшей степени латерального варьирования мощности гумусового профиля по сравнению с латеральным варьированием мощности гумусового горизонта. Аналогичные результаты — меньшие коэффициенты вариации для мощности гумусового профиля по сравнению с мощностью гумусового горизонта черноземов — были получены Фридландом с соавт. [24] при изучении черноземов Ямской степи. В работе Сорокиной [19] для черноземных почв Курской опытной станции Почвенного института им. В.В. Докучаева выявлена обратная тенденция. Положение границ гумусового горизонта и гумусового профиля в рассматриваемых ситуациях определяется рядом локальных факторов, в том числе интенсивностью зоопедотурбаций, приводящих к нарушению естественного залегания почвенных горизонтов [5, 33]. Поэтому можно предположить, что наблюдаемые различия в степени латерального варьирования мощности гумусового горизонта и мощности гумусового профиля в исследованных почвах и по данным из литературных источников, могут быть обусловлены разной интенсивностью деятельности почвенных животных-землероев [6].

Средние и медианные значения мощности гумусового горизонта и гумусового профиля агрочерноземов, агрочерноземов глинисто-иллювиальных, а также почв лесополосы и пашни, в целом, близки и находятся в пределах 55–60 (гумусовый горизонт) и 90–110 см (гумусовый профиль). Повышенной мощностью явно выделяются агрочерноземы квазиглеевые — средняя мощность гумусового горизонта в них превышает 90 см, профиля — 129 см. Несмотря на небольшой объем выборки агрочерноземов квазиглеевых (4 точки), эти почвы характеризуются максимальным коэффициентом вариации для мощности гумусового горизонта (20.5%) и сопоставимым с агрочерноземами (64 точки опробования) для мощности гумусового профиля (соответственно 19.1 для агрочерноземов и 18.7% для агрочерноземов квазиглеевых). Сходные результаты — относительно повышенная мощ-

Таблица 1. Статистические параметры свойств гумусового и карбонатного профилей агрочерноземов ключевого участка

Свойство	Выборка	Статистические параметры					
		размер выборки	среднее	медиана	min	max	стандартное отклонение
Мощность гумусового горизонта, см	Все точки	75	58.5	60	25	120	16.4
	Агрочерноземы	64	56.7	55	25	100	14.8
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные	7	55.7	60	50	60	5.3
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые	4	92.5	85	80	120	18.9
	Пашня (к 3 от ЛП)	30	61.0	60	35	120	18.1
	Пашня (к В от ЛП)	30	57.3	55	25	80	17.5
	Почвы под ЛП	15	56.0	50	40	70	9.1
Мощность гумусового профиля, см	Все точки	75	104.6	110	55	150	20.2
	Агрочерноземы	64	104.4	110	55	130	19.1
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные	7	91.4	90	70	120	16.78
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые	4	129.7	134	100	150	24.22
	Пашня (к 3 от ЛП)	30	113.1	120	70	150	18.89
	Пашня (к В от ЛП)	30	98.0	100	55	130	21.28
	Почвы под ЛП	15	100.7	100	80	130	14.86
C _{орг} , %	Все точки	75	5.56	5.57	3.83	9.92	0.88
	Агрочерноземы	64	5.58	5.58	3.83	9.92	0.928
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные	7	5.14	5.22	4.14	5.71	0.479
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые	4	5.93	5.91	5.64	6.25	0.250
	Пашня (к 3 от ЛП)	30	5.49	5.59	3.83	6.65	0.664
	Пашня (к В от ЛП)	30	5.34	5.34	4.16	6.46	0.601
	Почвы под ЛП	15	6.11	5.76	4.51	9.92	1.420

Таблица 1. Окончание

Свойство	Выборка	Статистические параметры					
		размер выборки	среднее	медиана	min	max	стандартное отклонение
Глубина залега- ния карбона- тов*, см	Все точки	71	79.0	80	30	170	27.6
	Агрочерноземы	64	74.0	72	30	120	22.0
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные	6	123.3	110	100	170	55.2
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые	1	150	150	150	150	—
	Пашня (к 3 от ЛП)	27	73.7	60.0	30	170	32.3
	Пашня (к В от ЛП)	29	84.0	90.0	35	150	24.7
	Почвы под ЛП	15	80.0	90	40	100	23.3
СО ₂ карб в горизонте вскипания, %*	Все точки	71	2.4	2.0	0.2	5.3	1.26
	Агрочерноземы	64	2.3	1.9	0	5.3	1.25
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные	6	3.7	3.6	2.4	4.4	0.73
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые	1	1.9	1.9	1.9	1.9	—
	Пашня (к 3 от ЛП)	27	2.3	2.0	0.2	5.3	1.42
	Пашня (к В от ЛП)	29	2.7	2.6	1.1	5.3	1.13
	Почвы под ЛП	15	2.1	1.8	1.0	5.0	1.17
СО ₂ карб в горизонте проявления новообразова- ний, %*	Все точки	71	2.9	2.9	0.7	5.3	1.26
	Агрочерноземы	64	2.9	2.9	0.7	5.3	1.29
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные	6	3.7	3.6	2.4	4.4	0.73
	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые	1	1.9	1.9	1.9	1.9	—
	Пашня (к 3 от ЛП)	27	3.0	2.9	0.7	5.3	1.23
	Пашня (к В от ЛП)	29	3.0	3.1	1.1	5.9	1.19
	Почвы под ЛП	15	2.8	2.9	1.0	5.3	1.50

* При расчетах исключены почвы, в которых вторичные карбонаты отсутствуют (разрезы 13-3, 13-7, 33-1, 33-2).

ность гумусового горизонта, гумусового профиля и максимальные значения коэффициентов вариации для лугово-черноземных почв (соответствуют черноземам квазиглеевым по [7]) – выявлены Сорокиной для почв Курской опытной станции [19]. Там они, соответственно, равны, 95 и 143 см при вариации в 19.5 и 13.3%.

Для почв под лесополосой по сравнению с почвами пашни характерен меньший коэффициент вариации мощности гумусового горизонта (16.3% против 29.7 и 30.4%) и гумусового профиля (14.8% против 16.7 и 21.7%). Аналогичная тенденция выявлена для почв лесополосы и прилегающих пашен другого ключевого участка Белгородской области (Губкинской район), при исследовании которых соблюдался одинаковый шаг опробования почв пашен и лесополосы, в каждой выборке было по 10 [14]. По-видимому, древесная растительность способствовала гомогенизации рассматриваемых свойств почв.

Средние значения содержания органического углерода в исследованных почвах находятся в пределах 5.1–6.1%, C_v 16%. Это несколько меньшие значения по сравнению с усредненными показателями содержания $C_{орг}$ (6.2%) для агрогоризонтов почв Среднерусской возвышенности [12]. Максимальные значения содержания органического углерода среди исследованных почв характерны для почвенных разностей под лесополосой и агрочерноземов квазиглеевых, что может быть связано с их формированием в условиях более благоприятных для гумусонакопления по сравнению с другими почвами участка. Позитивными факторами в этом случае могут быть функционирование черноземов квазиглеевых в несколько более влажных условиях [31], способствующих закреплению органического вещества в почвах из-за его замедленного разложения [16].

Глубина залегания педогенных карбонатов в исследованных почвах варьирует в значительных пределах, от 30 до более, чем 250 см. Глубина их обнаружения увеличивается от агрочерноземов к агрочерноземам глинисто-иллювиальным и агрочерноземам квазиглеевым; в последних карбонаты обнаружены только в одной точке из четырех исследованных. Почвы пашни, расположенной к западу от лесополосы, характеризуются более близким к поверхности залеганием педогенных карбонатов и большим коэффициентом вариации (64.7%) по сравнению с почвами под лесополосой и на пашне к востоку от лесополосы, для которых $C_v = 29$ и 43.4% соответственно. В среднем педогенные карбонаты обнаруживаются в почвах на глубинах в 60–90 см, их содержание варьирует от 1 до 3%. Глубина залегания педогенных карбонатов в исследованных почвах превышает таковую для черноземов типичных Центрально-Черноземной области (по усредненным данным),

где она составляет 40–60 см. Кроме того, ни в одной из точек опробования исследованного участка карбонаты не залегали с поверхности, что не типично для почвенного покрова Среднерусской возвышенности [19, 27]. Наблюдаемые особенности могут быть вызваны расположением ключевого участка в наиболее влажной части Среднерусской возвышенности с гидротермическим коэффициентом Селянинова, равным 1.24.

Гистограммы значений мощностей гумусового горизонта, гумусового профиля и глубины обнаружения карбонатов не подчиняются нормальному и логнормальному распределению; содержания $C_{орг}$ и CO_2 соответствуют нормальному закону распределения, поэтому использование корреляционного анализа Спирмена является обоснованным. Результаты анализа показали наличие прямой значимой ($p = 0.01$) связи между мощностью гумусового горизонта и мощностью гумусового профиля (коэффициент корреляции 0.59), глубиной обнаружения педогенных карбонатов (коэффициент корреляции 0.43). Содержание $C_{орг}$ в слое 0–20 см положительно связано ($p = 0.05$) с мощностью гумусового горизонта (коэффициент корреляции 0.28) и гумусового профиля (коэффициент корреляции 0.25). Выявлено, что, чем глубже залегает слой педогенных карбонатов в почвах, тем меньше содержание карбонатов в слое с их выраженными новообразованиями ($p = 0.01$, коэффициент корреляции -0.33).

Латеральное варьирование свойств агрочерноземов. Графики изменения свойств почв в трансектах (рис. 2) позволяют заметить тенденцию периодического (то есть смены повышенных значений на пониженные) изменения мощности гумусового горизонта и гумусового профиля, глубины обнаружения карбонатов, содержания $C_{орг}$ и CO_2 карбонатов вдоль трансект с периодом, равным шагу опробования (6–10 м). Аналогичная периодичность, но с несколько большим шагом в 15–25 м, была выявлена в работе Фомина [21] при изучении содержания органического углерода и углекислоты карбонатов в черноземах опытных полей Курского НИИ агропромышленного производства (отбор проб проводили в трансектах через каждые 5 м). Для черноземов южных [15] показано, что квазипериодичность в содержании $C_{орг}$ наблюдается с протяженности исследованного участка, большей чем 800 м; при этом шаг опробования 150 м. Поскольку пространственная вариабельность свойств может быть выявлена на разных масштабных уровнях [29], считаем, что полученные данные не противоречат данным Сидоровой и Красильникова [15], а характеризуют вариабельность содержания органического углерода в разных пространственных масштабах. Кроме того, полагаем, что при увеличении протяженности исследованных трансект возможно вы-

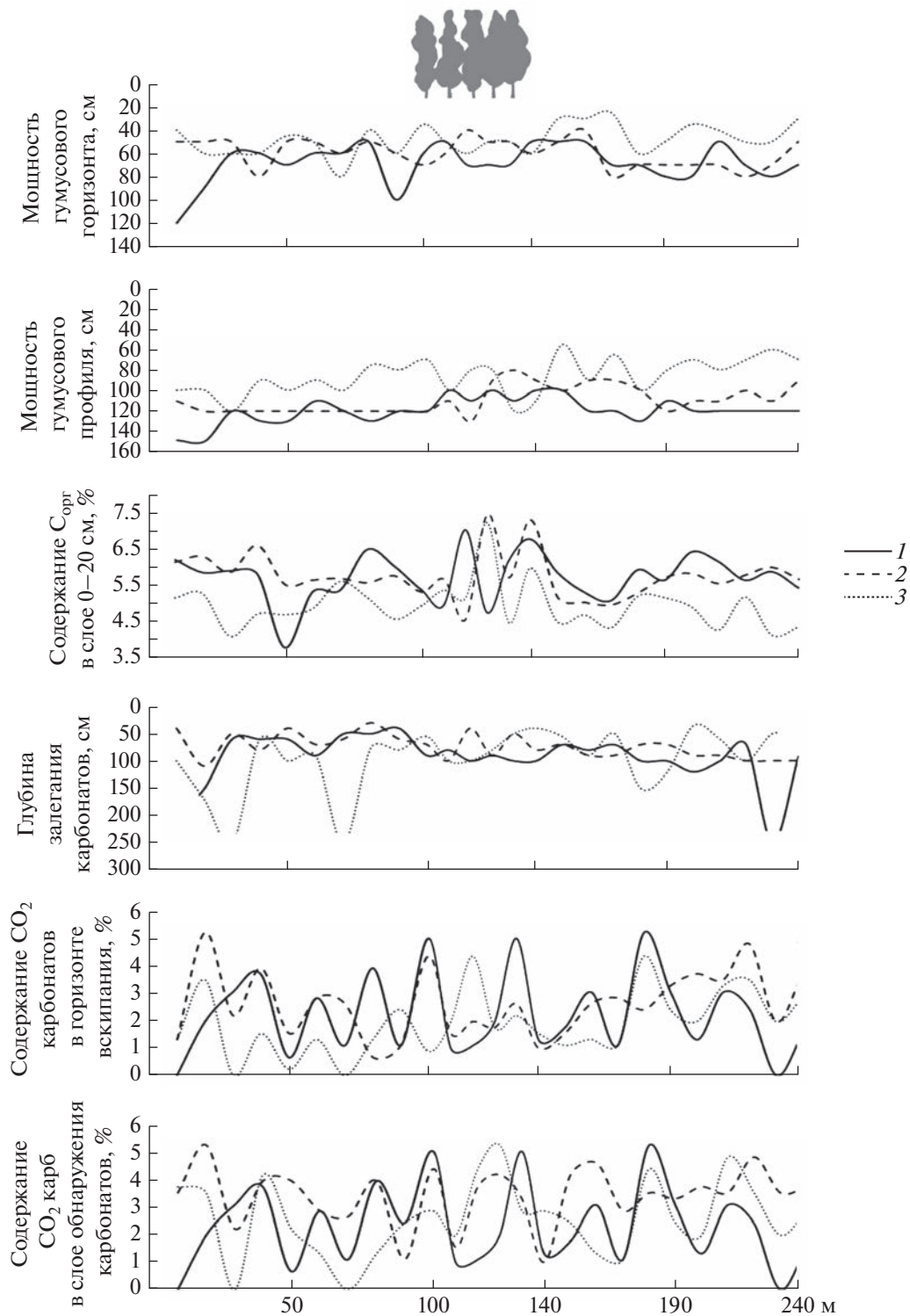


Рис. 2. Изменения свойств почв в трансектах: 1 — северной, 2 — центральной, 3 — южной.

деление периодичности с шагом большим, чем 6–10 м, соответствующим появлению в составе почвенного покрова черноземов квазиглеевых с повышенной мощностью гумусового профиля и часто выщелоченных от карбонатов.

Согласно работам [2, 4, 19, 22, 24, 26, 27, 30, 31], посвященным детальной съемке почвенного покрова различных участков Среднерусской возвышенности, для этой территории характерна смена на коротких расстояниях черноземов ти-

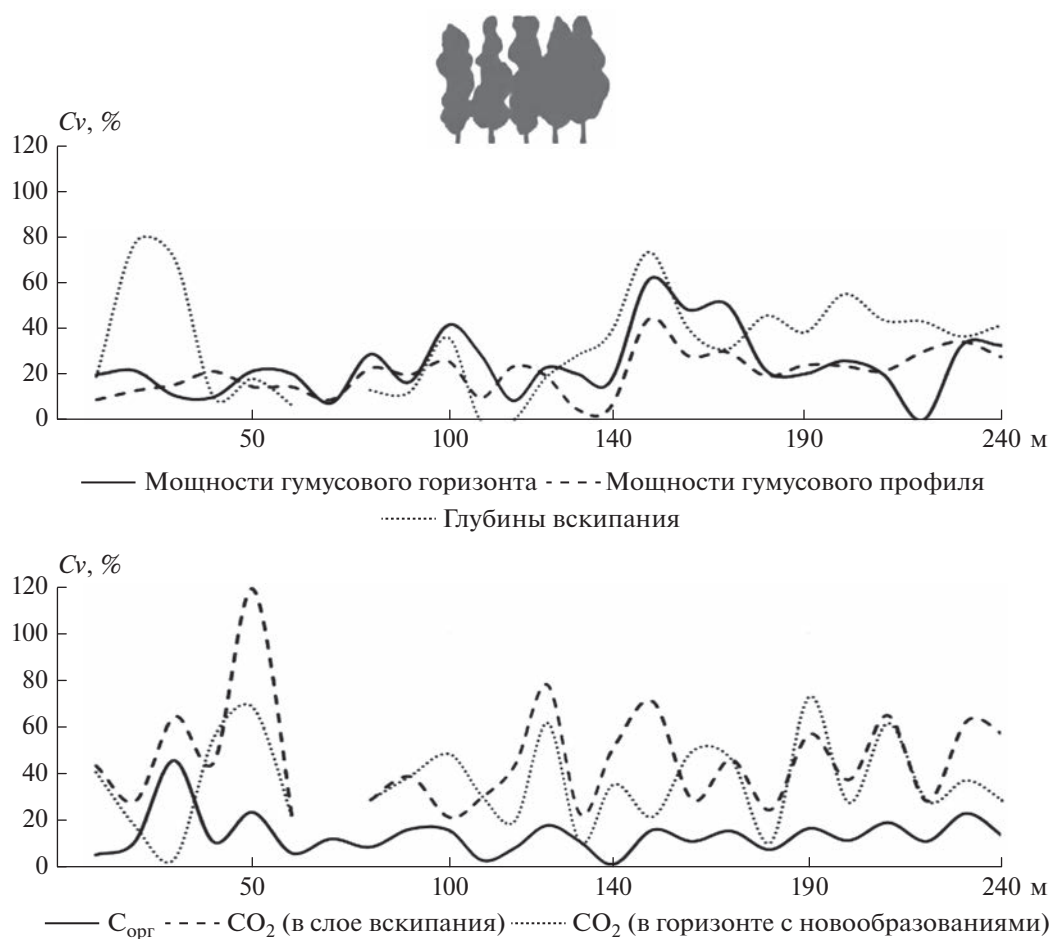


Рис. 3. Значения коэффициентов вариации свойств почв в рядах, перпендикулярных трансектам (каждый коэффициент вариации рассчитан для выборки из трех точек). Разрывы линий соответствуют почвам, расположенным в 30 м к западу от края лесополосы (вторичные карбонаты отсутствуют в двух точках из трех).

пичных карбонатных, типичных, выщелоченных с разными параметрами карбонатного и гумусового профилей. Выбранная сеть опробования (шаг в 6–10 м) примерно соответствует протяженности элементарных почвенных ареалов в пределах водораздельных пространств Среднерусской возвышенности [18, 20, 22, 31], что может объяснять выявленные тенденции периодического изменения свойств гумусового и карбонатного профилей почв исследованных трансект. Лугово-черноземные почвы, характеризующиеся повышенной мощностью гумусового горизонта и часто отсутствием карбонатов в пределах профиля, приурочены к днищам крупных западин и ложбин; они встречаются существенно реже, чем обозначенные выше черноземы типичные карбонатные, черноземы типичные и выщелоченные, и присутствие лугово-черноземных почв в составе почвенного покрова проявляется с более протяженной пространственной периодичностью (через 100–300 м).

На рис. 3 отображены значения коэффициентов вариации исследованных морфологических и химических свойств почв. Для определения коэффициентов вариации были сформированы выборки, каждая из которых содержит три точки (по одной точке из северной, центральной и южной трансект), образующие ряд, перпендикулярный направлению трансект. Всего на ключевом участке выделено 25 рядов.

На графиках видна согласованность изменения коэффициентов вариации исследованных свойств почв; то есть при высокой вариабельности какого-либо одного из свойств (например, мощности гумусового горизонта), наблюдается большая вариабельность для остальных исследованных свойств (мощности гумусового профиля, глубины вскипания, содержания $C_{\text{орг}}$ и углекислоты педогенных карбонатов). При этом обнаруживается, что различия между близко расположенными точками трансект больше для параметров карбонатного профиля почв, чем для гумусового.



Преобладание коэффициентов вариации меньше 20% характерно для содержания органического углерода (наблюдается для 22 рядов из 25); для остальных параметров коэффициент $<20\%$ наблюдается только для 6–11 рядов. Коэффициенты вариации $>60\%$ наблюдаются для пяти рядов в случае содержания углекислоты карбонатов в слое обнаружения педогенных карбонатов, четырех рядов для глубины обнаружения карбонатов, по одному ряду – для мощности гумусового горизонта и содержания углекислоты карбонатов в слое вскипания. Большинство значений коэффициентов вариации приходится на интервал 20–60% (за исключением содержания органического углерода в почвах).

В целом полученная почвенная карта ключевого участка соответствует существующим пред-

ставлениям о почвенном покрове Среднерусской возвышенности [2, 4, 19, 22, 24, 26, 27, 30, 31]. Размеры ключевого участка не позволяют охарактеризовать структуру почвенного покрова в полной мере. Вместе с тем можно предположить, что такой тип почвенного покрова может быть охарактеризован как слабоконтрастные сочетания и пятнистости водно-миграционного генезиса агрочерноземов, занимающих фоновые пространства, и агрочерноземов глинисто-иллювиальных, агрочерноземов глинисто-иллювиальных квазиглеевых преимущественно неупорядоченно-пятнистой формы.

Проведенное исследование показывает, что произрастание древесной растительности на агрочерноземах в течение 60 лет приводит к появлению в составе почвенного покрова новых постагрогенных подтипов агрочерноземов, отличающихся на качественном уровне от пахотных аналогов улучшением структуры гумусового горизонта, на количественном — большей мощностью гумусового горизонта и содержания в нем $C_{орг}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенного в Белгородской области изучения почв водораздельной поверхности в трех параллельных трансектах (расстояние между трансектами 10 м, шаг опробования 6–10 м, общее количество точек 75), пересекающих в центре лесополосу 60-летнего возраста, выявлены следующие параметры латерального варьирования свойств агрочерноземов:

— степень латерального варьирования морфологических свойств почв возрастает в следующем ряду: мощность гумусового профиля — мощность

гумусового горизонта — глубина обнаружения педогенных карбонатов; степень латерального варьирования химических свойств почв возрастает в ряду: содержание $C_{орг}$ в слое 0–20 см — содержание CO_2 карбонатов в слое с карбонатными новообразованиями и слое вскипания. При этом параметры гумусового профиля характеризуются меньшими коэффициентами вариации (<30%), чем параметры карбонатного профиля почв (>50%).

— латеральное варьирование мощности гумусового горизонта, гумусового профиля, глубины обнаружения педогенных карбонатов, содержания $C_{орг}$ в слое 0–20 см и содержания углекислоты карбонатов (в слое вскипания и слое с выраженными карбонатными новообразованиями) носит периодический характер с шагом в 6–10 м.

— в результате шестидесятилетнего произрастания лесных насаждений в почвенном покрове под древесной растительностью появились новые классификационные компоненты: агрочерноземы постагрогенные, характеризующиеся меньшим латеральным варьированием свойств почв по сравнению с почвами пашни. Преобладающими почвами на участке являются агрочерноземы (в 64 точках опробования), встречаются агрочерноземы глинисто-иллювиальные (в 7 точках опробования) и черноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые (в 4 точках опробования).

— исследованный на опробованном участке почвенный покров в плане особенностей его структуры может быть охарактеризован как состоящий из слабоконтрастных сочетаний и пятнистостей водно-миграционного генезиса агрочерноземов, занимающих фоновые пространства, и агрочерноземов глинисто-иллювиальных, агрочерноземов глинисто-иллювиальных квазиглеевых преимущественно неупорядоченно-пятнистой формы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 19-17-00056.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 490 с.
2. Афанасьева Е.А. Черноземы Средне-Русской возвышенности. М.: Наука, 1966. 224 с.
3. Белеванцев В.Г., Чендев Ю.Г. Картографический анализ социальных и природных явлений на территории Белгородской области в XVIII, XIX и XX вв. //

Проблемы природопользования и экологическая ситуация в Европейской России и сопредельных странах. Белгород: Политехна, 2015. С. 6–16.

4. Денисова Н.В. Почвенный покров Курской опытной станции // Научн. тр. Курской с.-х. опытной станции. Курск, 1967. Т. 1. С. 27–31.
5. Дмитриев П.П., Худяков О.И. Педогенез в поселениях млекопитающих-землероев. М.: КМК, 2018. 250 с.
6. Жидкин А.П., Геннадиев А.Н. Количественная оценка интенсивности вертикальной транслокации твердофазного вещества почв с помощью метода магнитного трассера // Почвоведение. 2016. № 7. С. 785–793.
7. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
8. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
9. Княжнева Е.В., Надежкин С.М., Фрид А.С. Пространственная неоднородность уровня плодородия выщелоченного чернозема в пределах поля // Почвоведение. 2006. № 9. С. 1120–1129.
10. Козловский Ф.И. Теория и методы изучения почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2003. 534 с.
11. Кураченко Н.Л. Пространственно-временная динамика агрохимических показателей чернозема в условиях минимальной обработки // Проблемы современной аграрной науки. 2018. С. 42–45.
12. Лебедева И.И. Гумусовые и карбонатные аккумуляции как диагностические критерии в черноземах Восточной Европы // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2011. № 68. С. 3–18.
13. Лукин С.В. Агроэкологическое состояние и продуктивность почв Белгородской области. Белгород: Константа, 2016. 344 с.
14. Смирнова М.А., Геннадиев А.Н., Чендев Ю.Г., Ковач Р.Г. Влияние полевых насаждений на локальное разнообразие почв (Белгородская область) // Почвоведение. 2020. № 9. С. 1041–1052.
15. Сидорова В.А., Красильников П.В. Почвенно-географическая интерпретация пространственной вариативности химических и физических свойств поверхностных горизонтов почв степной зоны // Почвоведение. 2007. № 10. С. 1168–1178.
16. Семенов В.М., Когут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: Геос, 2015. 233 с.
17. Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма, 1993. 232 с.
18. Сорокина Н.П. Динамика почвенного покрова распаханного склона Курской опытной станции за 20-летний период // Региональные модели плодородия почв как основа совершенствования зональных систем земледелия. М.: Почв ин-т им. В. В. Докучаева, 1988. С. 163–171.
19. Сорокина Н.П. Применение статистических методов при уточнении диагностики черноземов // Крупномасштабная картография почв. М.: Наука, 1971. С. 123–132.
20. Сорокина Н.П. Элементарные почвенные структуры на полях Курской опытной станции // Крупно-

- масштабная картография почв и ее значение в сельском хозяйстве черноземной зоны. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1976. С. 155–173.
21. Фомин Д.С. Пространственные закономерности распределения органического, карбонатного углерода в агроландшафте (Курский НИИ АПП) // Почвоведение: горизонты будущего. 2017. С. 76–81.
 22. Фишман М.И. Черноземные комплексы и их связь с рельефом на Среднерусской возвышенности // Почвоведение. 1977. № 5. С. 17–30.
 23. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. С. 424.
 24. Фридланд В.М., Белобров В.П., Дайнеко Е.К. Опыт статистического анализа морфологических свойств черноземов целинной степи // Почвоведение. 1969. № 4. С. 12–24.
 25. Хитров Н.Б. Создание детальных почвенных карт на основе интерполяции данных о свойствах почв // Почвоведение. 2012. № 10. С. 1045–1046.
 26. Хитров Н.Б., Лойко С.В. Структура почвенного покрова плоских водораздельных пространств Каменной Степи // Почвоведение. 2010. № 12. С. 1411–1423.
 27. Целищева Л.К., Дайнеко Е.К. Очерк почв стрелецкого участка центрально-черноземного заповедника // Тр. Центрально-черноземного государственного заповедника им. В.В. Алёхина. 1966. Вып. 10.
 28. Hartemink A.E., Gennadiyev A.N., Bockheim J.G., Bero N. Short-range variation in a Wisconsin soilscape (USA) // Eurasian Soil Science. 2017. V. 50. № 2. P. 198–209.
 29. Heuvelink G.B.M., Webster R. Modelling soil variation: past, present, and future // Geoderma. 2001. V. 100. № 3–4. P. 269–301.
 30. Khitrov N., Smirnova M., Lozbenev N., Levchenko E., Gribov V., Kozlov D., Rukhovich D., Kalinina N., Koroleva P. Soil cover patterns in the forest-steppe and steppe zones of the East-European plain // Soil Sci. Annual. 2019. V. 70(3). P. 198–210.
<https://doi.org/10.2478/ssa-2019-0018>
 31. Lozbenev N., Yurova A., Smirnova M., Kozlov D. Incorporating process-based modeling into digital soil mapping: A case study in the virgin steppe of the central Russian upland // Geoderma. 2021. V. 383. P. 114733.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114733>
 32. McBratney A.B., Webster R. Spatial dependence and classification of the soil along a transect in northeast Scotland // Geoderma. 1981. V. 26. № 1–2. P. 63–82.
 33. Wilkinson M.T., Richards P.J., Humphreys G.S. Breaking ground: Pedological, geological, and ecological implications of soil bioturbation // Earth-Sci. Rev. 2009. V. 97. P. 254–269.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.09.005>
 34. Zhang Y., Hartemink A.E. Quantifying short-range variation of soil texture and total carbon of a 330-ha farm // Catena. 2021. V. 201. P. 105200.

Short–Range Variation of Humus and Carbonate Profiles of Arable Chernozems (Key Site in Belgorod Region)

M. A. Smirnova^{1, *}, A. N. Gennadiyev¹, and Yu. G. Chendev²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119999 Russia

²Belgorod State National Research University, Belgorod, 308015 Russia

*e-mail: summerija@yandex.ru

The short-range variation of soil properties is a particular expression of the spatial soil variability; it is non-directional short-periodic (in the range of a few meters) changes in soil-profile features. The short-range variation of soil properties is aimed to characterize the continuum nature of soil cover instead of the discrete (as in the soil cover pattern theory), thus the soil cover is presented by a continuum field of various soil properties, and the boundaries of the selected soil properties ranges may or may not coincide with the soil taxonomic boundaries. The study is based on soil data of three parallel transects (length 240 m) in the watershed, perpendicularly crossing the 60-year-old shelterbelt in their central part. The sampling step was 10 m on agricultural fields, 6 – under the shelterbelt; In total, the features of the humus (the content of organic carbon in the 0–20 cm layer, the thickness of the humus horizon and profile) and carbonate (the effervescence depth, the carbonate content in the effervescence layer and the horizon of maximum accumulation of carbonates) profiles were studied at 75 points. It was revealed that the parameters of the humus and carbonate profiles of soils have periodic changes with a step of 6–10 meters. The parameters of the humus profile are characterized by lower coefficients of variation (less than 30%) than the parameters of the carbonate profile of soils (more than 50%). The growth of trees on agrochernozems (Haplic Chernozem (Aric)) for 60 years led to the formation of new taxonomic components (postagrogenic agrochernozems (Haplic Chernozem)), characterized by a smaller lateral variation in soil properties compared to arable soils. In total, 3 types of soils are found within the studied area: agrochernozem (64 points; Haplic Chernozem (Aric, Loamic, Pachic)), clay-illuvial agrochernozem (7 points; Luvic Chernozem (Aric, Loamic, Pachic) and Luvic Chernic Phaeozem (Aric, Loamic, Pachic, Loamic, Pachic)) and agrochernozems, clay-illuvial quasigley (4 points; Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Aric, Loamic, Pachic)), including 8 subtypes.

Keywords: variability, pedodiversity, organic carbon, Central Russian Upland, Chernozems

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.445.2910.27912.43-13

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ТРАДИЦИОННОГО И ЦИФРОВОГО КРУПНОМАСШТАБНОГО ПОЧВЕННОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА В НАЦИОНАЛЬНОМ ПАРКЕ “СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ”

© 2023 г. А. И. Куликова^{а, б}, П. Д. Чеченков^б, М. С. Осипова^б,
О. В. Шопина^{а, б}, И. Н. Семенов^{а, б, *}

^аЦентр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, стр. 14, Москва, 117997 Россия

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

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

Поступила в редакцию 01.08.2022 г.

После доработки 07.11.2022 г.

Принята к публикации 08.11.2022 г.

Территория Смоленского Поозерья отличается сложным и слабоизученным почвенным покровом и выраженным влиянием антропогенного фактора. На участок площадью 8,8 км² в юго-западной части национального парка “Смоленское Поозерье” составлены почвенные карты масштаба 1 : 25000 в методах традиционной и цифровой почвенной картографии (ЦПК) и проведено сравнение полученных результатов. На обеих картах рассматриваемой территории преобладают серогумусовые почвы (Umbric Cambisol (Loamic) и Arenosols (Ochric)), что связано с сельскохозяйственным использованием в прошлом и реграцией старопашотных почв. Меньшие территории занимают альфегумусовые и текстурно-дифференцированные (Podzols (Arenic) и Retisols (Loamic) соответственно) почвы. Кроме того, обнаружены единичные ареалы псаммоземов (Arenosols), выделить которые удалось только на карте с использованием традиционного метода. Общая точность карты, составленной методом ЦПК, составила 55%. Ведущими факторами выделены морфометрические показатели рельефа, характер субстрата и растительность. Методами ЦПК лучше всего (с точностью 87 и 60% соответственно) предсказано распространение дерново-подзолистых почв (Retisols (Loamic)), приуроченных к суглинистым породам, и перегнойно-торфяных (Histosols), формирующихся в локальных понижениях и на пойме озера Баклановское. Расположение дерново-подбуров (Entic Rustic Podzols (Ochric)) предсказано с наименьшей точностью (29%). Точность предсказания расположения агроземов (Arenosols) и агропочв (Retisols), перегнойно-глеевых (Gleysols), серогумусовых и торфяных (Histosols) варьировала в пределах 43–60%. Метод традиционного картографирования смог в лучшей степени отразить дифференциацию почвенного покрова в крупном масштабе по сравнению с цифровым методом.

Ключевые слова: почвенные ареалы, геоинформационные системы, морфометрические характеристики почв, сравнительно-географический метод, машинное обучение, случайные леса

DOI: 10.31857/S0032180X22600986, **EDN:** HDBDWZ

ВВЕДЕНИЕ

При составлении почвенных карт используют два основных метода. Первый метод — традиционное почвенное картографирование. С применением сравнительно-географического метода выявляют зависимость почвенных ареалов от факторов почвообразования — рельефа, растительности, почвообразующих пород и антропогенных изменений. На основании определенных соответствий проводят границы между почвами [4, 13]. Второй метод — цифровая почвенная картография (ЦПК) — направлен на поиск количе-

ственных зависимостей между почвами и их свойствами и факторами почвообразования, минимизацию субъективности проведения границ, увеличение воспроизводимости конечного материала. В ЦПК параметры, относительно которых рассчитывают почвенные свойства, называют предикторами. Работа производится с растровыми данными, среди которых чаще всего выбирают морфометрические характеристики рельефа, рассчитанные по цифровой модели рельефа (ЦМР), различные вегетационные индексы по данным дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Далее анализируют зависимость почв от выбранных

параметров и для каждой точки местности прогнозируют почву или ее свойство [20, 23, 24].

Доступность баз геоданных, развитие геоинформационных технологий и методов машинного обучения, наращивание мощности компьютеров, цифровизация информации о факторах среды (ЦМР и ДЗЗ) определяют активное развитие ЦПК. Появляется возможность выявить функциональную зависимость, описанную математическими уравнениями, формирующей почвы или ее свойств от наиболее важных факторов почвообразования, а также использовать для построения карт не один природный фактор, а совокупность таковых [28].

Вместе с тем с использованием цифровых технологий пока не решен ряд теоретических и методологических проблем почвенного картографирования [8]. Для территорий со сложным почвенным покровом, где дифференциация обусловлена несколькими факторами почвообразования, все еще актуально создание традиционных карт на основе сравнительно-географического метода [3] в сочетании с современными картографическими технологиями [16]. Сложность почвенного покрова национального парка (НП) “Смоленское Поозерье” обусловлена положением в краевой зоне валдайского оледенения. Оно определило высокую мозаичность почвообразующих пород и контрастность в дренированности, а также расположение в переходной области между лесными биотопами с участием широколиственных, хвойных и мелколиственных пород. Кроме того, современная территория НП до его создания подвергалась разнообразным антропогенным воздействиям [9, 10, 12, 16].

Цель исследования – сравнительный анализ результатов крупномасштабного почвенного картографирования территории в краевой зоне валдайского оледенения с использованием подходов традиционного и цифрового почвенного картографирования. В ходе нашего исследования мы ставили следующие задачи:

1. Охарактеризовать состав почвенного покрова юго-западной окрестности озера Баклановское.

2. Проверить ряд гипотез:

а. преобладание на картографируемой территории дерново-подзолистых почв (Retisols), ареалы которых приурочены к автономным позициям рельефа и лиственной растительности;

б. глеевые почвы (Gleysols) приурочены к понижениям мезорельефа, днищам эрозионных форм, территориям с высоким уровнем залегания грунтовых вод, в том числе побережьям озер;

с. дерново-подзолы (Albic Podzols) развиваются под старовозрастными сосняками автономных позиций, дерново-подбуры (Entic Rustic Podzols (Ochric)) – под более молодыми сосняками и

мелколиственными лесами на месте заброшенных полей;

д. на болотах формируются торфяные почвы (Histosols) разной степени трофности.

3. Составить крупномасштабные почвенные карты, созданные традиционным методом картографирования и с помощью метода машинного обучения.

4. Выявить расхождения по отображению почвенных ареалов на картах, созданных двумя методами, и охарактеризовать причины различий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. Объектами исследования являются почвы южных и западных окрестностей озера Баклановское, находящегося на юго-западе НП “Смоленское Поозерье” (рис. 1). Ромбовидный полигон картографирования на северо-востоке ограничен берегом озера Баклановское, с востока – залежными лугами. Далее граница идет на юго-восток по гребню озовой гряды и с окончанием гряды уходит на северо-запад по верховому болоту, а затем проходит по краю низинных болот. Западная граница определяется подножиями юго-западного и северо-западного склонов крупного моренного холма, к северу от которого расположена крупная балка, занятая труднопроходимым после ветровала лесом. Северо-западная часть полигона примыкает к крупной бобровой запруде. Северной границей служит поселок Бакланово.

Картографируемая территория находится на Слободской возвышенности и сложена моренными отложениями, перекрытыми флювиогляциальными песками мощностью до 10–20 м [2]. Преобладающие коренные породы – девонские доломиты и доломитизированные известняки с прослоями мергелей, глины и реже – гипса. В рельефе чередуются озовые гряды и камовые холмы, приуроченные к окраинам озерных котловин [9].

Участок исследования занят преимущественно широколиственно-хвойными и мелколиственными лесами. Преобладающей хвойной породой является сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*), образующая полосу сосновых лесов на юго-востоке картографируемой территории, а также формирующая древостой верховых болот. Центральная часть территории исследования занята лесами с преобладанием березы повислой (*Betula pendula*) и отдельными участками с преобладанием ольхи серой (*Alnus incana*) и черной (*A. glutinosa*) или осины обыкновенной (*Populus tremula*). На юго-востоке широко распространены березово-сосновые и сосново-березовые леса. В северо-западной части преобладает ольха серая, формирующая труднопроходимые леса. На северо-востоке



Рис. 1. Положение картографируемого участка. 1, 3 – НП “Смоленское Поозерье”, 2 – Россия в границах на 25.09.2022 г., 4 – картографируемый участок.

наряду с сероольшаниками, березняками и осинниками встречаются леса с преобладанием вяза гладкого (*Ulmus laevis*) [5, 10].

Первые следы пребывания человека на территории исследования датируются V в. до н. э. На южном берегу озера Баклановское находится древнее городище [11]. По данным летописей современная территория НП “Смоленское Поозерье” была густонаселенной и безлесной [1], что связано с активной сельскохозяйственной деятельностью. Вследствие упадка сельского хозяйства в период коллективизации и в (после)военное время многие пашни забросили, и они начали зарастать лесом. К 1990 г. около 40% заброшенных сельхозземель покрылось лесом. За следующие 25 лет площадь лесных массивов приросла на 18% преимущественно за счет мелколиственных и сосновых лесов [10, 21]. На всех этих участках наблюдается реградация почв различной степени [17].

По итогам полевых работ и обработки описаний 87 разрезов выделено 9 типов почв. Все агрогенные почвы, приуроченные к пахотным угодьям, отнесены в одну группы агроземов и агропочв (табл. S1).

Методы исследования. Для составления почвенных карт данные обрабатывали в несколько этапов. Сначала установили связи между почвами и ландшафтными характеристиками (прежде всего рельефом и современной растительностью) для последующего планирования полевых маршрутов. Для этого использована цифровая модель рельефа в формате регулярной ЦМР DEM grid изображения GeoTIFF с пространственным разрешением 30×30 м, созданная И.М. Бавшиным, а также лесотаксационная карта [5].

На этапе полевой верификации в пределах картографируемой территории площадью 8.8 км^2 заложено 87 разрезов. Место заложения каждого разреза определяли по потенциальной простоте экстраполяции полученных данных. Предпочтение отдавали плакорам и наиболее характерным формам рельефа под самыми представительными вариантами растительности. Особое внимание уделяли антропогенному фактору почвообразования: разрезы дополнительно закладывали в местах потенциального распространения постагрогенных почв — на залежных лугах, под молодыми хвойными и вторичными мелколиственными лесами. Почвы описаны и диагностированы в соответствии с современными российскими подходами [6, 14]. На каждой точке описано растительное

сообщество и определен гранулометрический состав почв.

Почвенное картографирование на основе сравнительно-географического метода. По данным полевых работ, результатам анализа литературных [5, 9, 10, 12] и собственных материалов [16, 17, 21] установлены основные закономерности в строении почвенного покрова рассматриваемой территории, что позволило составить определенный порядок картографирования.

Всю территорию разделили на участки с распространением пород суглинистого, супесчаного, песчаного состава и органогенных торфяных отложений (рис. 2), предполагая, что в схожих ландшафтных условиях встречаются одинаковые почвы. Границы между предполагаемыми почвенными ареалами выделены на основе различных факторов в программе QGIS 3.10. Границы торфяных почв и псаммоземов определены по имеющимся в открытом доступе космическим снимкам по прямым дешифровочным признакам болот и выходов песчаных пород соответственно. Перегнойно-торфяные почвы выделяли преимущественно по озерным поймам и террасам, с учетом распространения березовых и ольховых лесов. Перегнойно-глеевые почвы отмечены в днищах балок и их выходах на озерную пойму. Дерново-подбуры выделены на озовых грядах с сосновыми лесами, а дерново-подзолистые — в первую очередь в местах распространения суглинков и на автономных позициях рельефа. Ареалы агроземов (Eutric Retisols (Aric, Pachic, Hortic) и Eutric Hortic Podzols (Aric, Pachic)) выделены в соответствии с границами пахотных угодий и залежных лугов, дешифрованных по снимкам со спутника “Sentinel-2”.

Цифровое почвенное картографирование. В построении карты использована база данных в виде таблицы, содержащая информацию о 86 из 87 точек (одна точка заложена для уточнения типа почвы без составления к ней описания и указания координат, поэтому из выборки исключена). Вся текстовая информация переведена в цифровую, поскольку ЦПК работает с численными моделями. В качестве предикторов (суммарно 20), которые были внесены в модель, выступали:

- морфометрические показатели рельефа, рассчитанные по ЦМР с разрешением 30×30 м в SAGA GIS (общее количество — 15, с учетом абсолютной высоты);
- вегетационные индексы NDVI, рассчитанные по двум разновременным снимкам Sentinel-2 за лето и зиму [16];
- векторные слои, преобразованные в дальнейшем в растровый формат, с распространением хвойных пород, сельскохозяйственных полей и лугов, гранулометрического состава почв. Последний включал в себя такие же градации, как на

карте, составленной традиционным методом: суглинки, пески, супеси, торф.

Среди алгоритмов машинного обучения выбран метод случайного леса (random forest), предназначенный для решения задач классификации и регрессии [15, 19]. Код написан на языке R в RStudio, опираясь на работу [7]. Для достижения оптимального соотношения общей точности с количеством предсказанных почв классифицировали пиксели раstra относительно заданных категорий, то есть строили классификационные деревья (всего $n_{\text{tree}} = 500$). Для расщепления использовали 4 предиктора (m_{try}). Минимальное количество данных в листе (nodesize) было 1. Качество прогноза оценено с помощью расчета общей точности, точности производителя и пользователя, а также коэффициента каппа-статистики [25]. В алгоритме учтены все данные (86 значений), так как количество точек опробования мало и при разделении выборки на обучающую и тренировочную предсказывались не все почвы. Выборка с помощью указанного метода разделена на 5 подвыборки, на которых модель и училась, и проверялась. Однако из-за обучения и тестирования модели на одних и тех же данных происходило переобучение, и ошибка считалась с учетом всех значений всех точек. При составлении цифровой карты пришлось объединить торфяно-олиготрофные и торфяно-эутрофные почвы, поскольку каждая из них вскрыта только одним разрезом и алгоритм не смог разделить их на 2 класса.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Корреляция между ареалами почв и факторами почвообразования лишь частично подтвердила первоначальные гипотезы. Ландшафтам с высокой степенью увлажнения и слабой аэрацией верхних почвенных горизонтов под характерной болотной растительностью соответствуют торфяные почвы: верховым болотам — олиготрофные, низинным — эутрофные. Окружениям мезорельефа с водозастойным режимом, занятым преимущественно березняками, соответствуют перегнойно-торфяные почвы, а днищам балок с мелколиственными лесами — перегнойно-глеевые почвы. Дерново-подбуры образуются на песчаных озовых грядах под мелколиственными и хвойными лесами. Псаммоземы приурочены к выходам песчаных пород, а агроземы и агропочвы — к залежным лугам. Дерново-подзолистые почвы встречаются на суглинистых междуречьях и их пологих склонах под мелколиственной растительностью. Серогумусовые же почвы встречаются повсеместно, так как, вероятно, образовались в результате постагрогенной реградации агроземов из относительно маломощных почв альфегумусовых и текстурно-дифференцированных отделов. На карте, составлен-

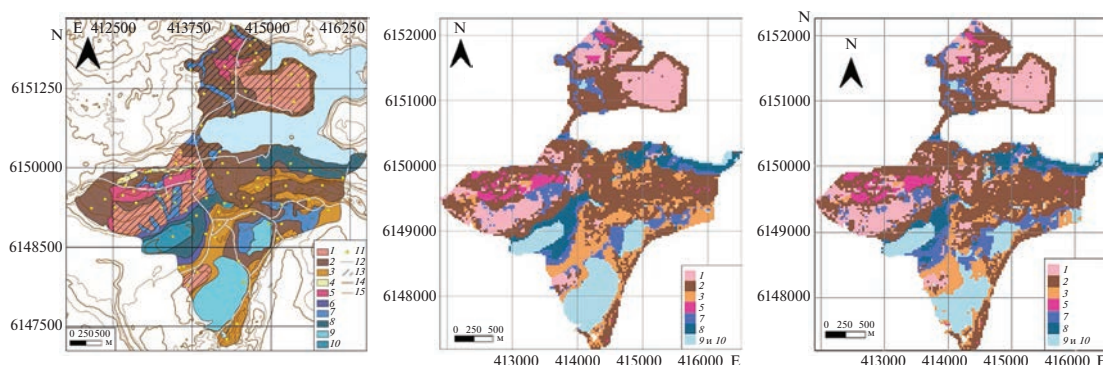


Рис. 2. Почвенные карты, составленные методом традиционной картографии (слева) и методами ЦПК (в центре и справа с использованием в качестве предиктора гранулометрического состава и без него соответственно). Почвы: 1 – дерново-подзолистые, 2 – серогумусовые, 3 – дерново-подбур, 4 – псаммоземы, 5 – агроземы, 6 – серогумусовые глееватые, 7 – перегнойно-глеевые, 8 – перегнойно-торфяные, 9 – торфяные олиготрофные, 10 – торфяные эутрофные. Дополнительные обозначения: 11 – места заложения разрезов, 12 – дороги, 13 – ареалы распространения суглинков, 14 – изолинии сечением 10 м, 15 – изолинии сечением 5 м.

ной традиционным методом, отображены все диагностированные 9 типов почв (рис. 2).

Общая точность прогноза для карты по методу ЦПК составила 55%, коэффициент каппа – 41. Наиболее точно предсказаны ареалы дерново-подзолистых почв, что подтверждают пользовательская и продюсерская точности (82 и 87% соответственно; табл. 1). Это почвы, распространение которых определяет суглинистый тип материнских пород.

С наименьшей точностью спрогнозировано положение дерново-подбуров и перегнойно-глеевых почв. Последние модель отнесла к пойме озера Баклановское в западной оконечности исследуемого участка. При полевых обследованиях территории такие почвы не описывали на пойме озера. Но это не отрицает их возможное формирование там. На двух созданных картах по конфигурации ареала наиболее похожи торфяные почвы (рис. 2). Это может быть объяснено важностью таких факторов, как материнские породы (в данном случае – торфяные) и растительность (форма отдельных лугов соответствует занимаемым на карте торфяным почвам).

Наиболее значимыми предикторами алгоритм определил глубину вреза (Valley Depth, 11%), относительное превышение в окрестности 250 м (TPI – Topographic Position Index, 10%), гранулометрический состав (10%) и значения NDVI, рассчитанные по летнему снимку (7%).

Поскольку слой с гранулометрическим составом создан на основе старых почвенных карт, карт четвертичных отложений и уточнен при полевых работах, то для проверки точности работы модели и избегания скоррелированности данных составлена вторая цифровая почвенная карта, включающая в предсказании этот параметр почв (рис. 2, табл. 1 и 2). Общая точность для нее соста-

вила 53%, коэффициент каппа-статистики – 38. При визуальном сравнении двух этих карт прослеживается изменение преимущественно в конфигурации и положении ареалов торфяных и перегнойно-глеевых почв, дерново-подбуров. Из-за малого количества разрезов и исключения одного предиктора прогнозирование ареалов почв стало затруднительным и менее точным. Другие почвенные ареалы существенно не отличаются. Наибольшую площадь также занимают серогумусовые почвы (42%). Оценки точностей на двух картах для дерново-подзолистых, серогумусовых почв и агроземов слабо отличаются. Можно предположить, что при предсказании их ареалов гранулометрический состав не был определяющим предиктором. Точность выделения ареалов дерново-подбуров, перегнойно-глеевых, перегнойно-торфяных и торфяных почв снизилась при исключении гранулометрического состава из расчетов. Для последних точность составила 0%, что позволяет сделать вывод о наибольшем значении характера субстрата для их предсказания. Включение слоя лугов в модель позволило частично сохранить очертания области распространения торфяных почв. При расчете значимости предикторов в отсутствии гранулометрического состава алгоритм определил наибольшее влияние относительного превышения в окрестности 250 м (10%), значения летнего NDVI (9%) и глубины вреза (8%). Попиксельное несовпадение почв на двух цифровых картах составило 16% от всего картографируемого участка (рис. S1).

Традиционная почвенная картография позволила выделить 10 групп почв, в то время как ЦПК – 7. Недостаточно было данных для разделения двух типов торфяных почв, серогумусовых глееватых почв и псаммоземов. Как и на цифровой карте, серогумусовые почвы доминируют по площади

Таблица 1. Рассчитанные оценки показателей точности прогноза выделения почв на картируемом участке

Почвы	Точность ЦПК, %			
	с учетом гранулометрического состава		без учета гранулометрического состава	
	продюсерская	пользовательская	продюсерская	пользовательская
Агроземы и агропочвы	50	60	50	60
Дерново-подбуры	29	29	22	38
Дерново-подзолистые	87	82	87	87
Перегноино-глеевые	28	75	28	28
Перегноино-торфяные	60	43	20	20
Серогумусовые	62	53	71	57
Торфяные	50	50	0	0

Таблица 2. Выделенные почвы и занимаемые ими площади на созданных картах ключевого участка в Смоленском Поозерье

Почвы	Метод составления карты					
	традиционный		ЦПК			
			с учетом гранулометрического состава		без учета гранулометрического состава	
	площадь ареалов, км ²	% от общей площади	площадь ареалов, км ²	% от общей площади	площадь ареалов, км ²	% от общей площади
Серогумусовые	3.0	34.1	3.5	40.2	3.7	42.4
Дерново-подзолистые	1.4	16.3	1.5	16.6	1.6	17.7
Дерново-подбуры	1.2	13.9	1.2	14.0	0.8	9.4
Торфяно-олиготрофные	0.8	8.8	1.1	12.0	1.0	11.8
Торфяно-эутрофные	0.3	2.9				
Перегноино-торфяные	0.8	8.6	0.5	6.2	0.5	5.8
Перегноино-глеевые	0.7	8.0	0.8	8.6	0.9	10.1
Агроземы	0.4	4.8	0.2	2.4	0.2	2.8
Серогумусовые глеевые	0.2	1.8	—	—	—	—
Псаммоземы	0.1	0.8	—	—	—	—
Итого	8.8	100	8.8	100	8.8	100

на карте, составленной традиционным методом. Алгоритм также смог отразить распространение агроземов и агропочв. Среди ведущих факторов для этих почв может служить приуроченность к сельскохозяйственным полям.

Попиксельно результаты картографирования двумя методами (традиционным и цифровым с использованием гранулометрического состава в качестве одного из предикторов) совпадают на 66% (рис. S1).

В целом, территория характеризуется высокой обеспеченностью почвенными разрезами при вы-

бранном масштабе картографирования: 10 га/разрез и 86 точек опробования, используемых при построении карты с помощью ЦПК. Норма для традиционного метода картографирования в данном масштабе и IV категории сложности составляет 40 га/разрез [13], что примерно в 4 раза меньше имеющегося объема точек почвенных описаний. Однако рассматриваемая территория сложна для построения карты с помощью ЦПК, поскольку важным фактором дифференциации почвенного покрова, помимо использованных в модели, выступает и антропогенный. Для выделения конту-

ров агроземов и агропочв, а также серогумусовых почв необходимо использовать более сложные методы [18, 27], учитывающие антропогенный фактор. Для его прогнозирования можно использовать данные, полученные из кадастровых карт, землеустроительных планшетов и иных исторических материалов, отражающих сельскохозяйственное использование земель в прошлом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Почвенная карта, составленная на основе факторно-генетического подхода в методах традиционной картографии, детально отражает особенности почвенного покрова изученной территории юго-западной части НП “Смоленское Поозерье”. Благодаря крупному масштабу исследования удалось выделить не только все характерные типы почв, но также малораспространенные псаммоземы. Поскольку территория НП в прошлом распаивалась, сейчас протекает реградиация почв, в связи с чем широко распространены серогумусовые почвы под молодым древостоем. На некоторых участках антропогенное влияние до сих пор проявляется в существовании агроземов и агропочв под действующими пашнями и залежными лугами.

На участке в НП “Смоленское Поозерье” получена высокая визуальная степень соответствия результатов цифрового и традиционного методов картографирования. Различия в процентном соотношении по несовпадающим участкам на картируемой территории составили 34%. Оценка точности использованного машинного метода составила 55%. Ведущими факторами, определенными моделью, являются особенности рельефа, гранулометрический состав, летние значения NDVI. Основные расхождения на почвенных картах связаны с ареалами перегнойно-глеевых почв и дерново-подбуров. Наиболее точно спрогнозировано положение дерново-подзолистых почв, наименее точно — дерново-подбуров. На цифровой карте отсутствуют псаммоземы и серогумусовые глееватые почвы по причине недостаточного количества разрезов для их предсказания. По этой же причине два типа торфяных почв генерализованы в один выдел.

На рассматриваемой территории можно отметить преимущество традиционного подхода к картографированию для отражения пространственного расположения контуров в крупном масштабе.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарны руководству национального парка “Смоленское Поозерье” за предоставленную возможность проведения исследований, а также И.М. Бавшину и М.А. Смирновой за обсуждение тек-

ста рукописи и ценные советы по ее улучшению и М.И. Герасимовой за помощь в диагностике почв, а также участникам полевых работ: Д.С. Жогову, В.Э. Карпачеву, Д.А. Касимовой, Г.И. Колосу, Д.В. Котову, А.Д. Наумову, А.А. Пеуновой, А.А. Пискуновой, Е.А. Сергеевой, Н.С. Соболеву, Е.С. Старчиковой, И.Е. Тамаровскому, Д.А. Тереховой. При подборе объектов исследования использованы материалы, предоставленные Центром коллективного пользования “Геопортал” (МГУ им. М.В. Ломоносова).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 21-74-20171 (интерпретация результатов), поддержано МГУ им. М.В. Ломоносова (НИР № 1.4 “Антропогенная геохимическая трансформация компонентов ландшафтов” и Междисциплинарной научно-образовательной школой “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”: полевые работы и диагностика почв).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Карта, отражающая совпадающие и несовпадающие участки при составлении цифровых почвенных карт с учетом гранулометрического состава и без него, и между картами, составленными традиционным и цифровым (с использованием гранулометрического состава как предиктора) методами.

Таблица S1. Краткая характеристика почв картографируемого участка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Я.Я.* Очерк растительности Смоленской губернии // Сельское хозяйство Смоленской губернии. 1924. С. 107–119.
2. ГИС-атлас “Недра России”. М.: ВСЕГЕИ, 2001.
3. *Докучаев В.В.* Картография русских почв. СПб.: Изд-во М-ва гос. имуществ, 1879. 114 с.
4. *Докучаев В.В.* Сочинения. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 4. Ч. 1. 413 с.
5. Карта Лесоустройства. 2013, 2014. Смоленск: ФГБУ Национальный парк “Смоленское Поозерье” Смоленской области, 2015.
6. Классификация и диагностика почв России. М.: Ойкумена, 2004. 342 с.
7. *Козлов Д.Н., Лозбенев Н.И.* Методы и алгоритмы цифровой почвенной картографии — модели почвенно-ландшафтных связей для категорий номинальной шкалы. https://landscapeedu.ru/files/edu/R_DSM_sid_v0.99.pdf

8. Козлов Д.Н., Сорокина Н.П. Традиции и инновации в крупномасштабной почвенной картографии // Цифровая почвенная картография: теоретические и экспериментальные исследования. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2012. С. 35–57.
9. Комплексное изучение состояния природы Смоленского Поозерья в целях охраны и рационального использования на момент организации в этом регионе национального природного парка / Под ред. Н.Д. Круглова. Смоленск: Смоленский гос. пед. ин-т, 1995. 513 с.
10. Королева Н.В., Тихонова Е.В., Еришов Д.В., Салтыков А.Н., Гаврилюк Е.А., Пугачевский А.В. Оценка масштабов зарастания нелесных земель в национальном парке “Смоленское Поозерье” за 25 лет по спутниковым данным Landsat // Лесоведение. 2018. № 2. С. 83–96.
11. Косенков Г.Л., Колбовский Е.Ю. Периодизация и реконструкция истории освоения территории национального парка “Смоленское Поозерье” для целей типологии культурного ландшафта // Ярославский педагогический вестник. 2012. Т. 3. № 4. С. 232–238.
12. Кочергин А.С. Эколого-географические основы организации и управления территорией национального парка (на примере национального парка “Смоленское Поозерье”). Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М., 2002. 21 с.
13. Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользований. М.: Колос, 1973. 95 с.
14. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
15. Чистяков С.П. Случайные леса: обзор // Тр. Карельского научного центра. 2013. № 1. С. 117–136.
16. Шопина О.В., Герасимова М.И., Бавшин И.М., Хохряков В.Р., Семенов И.Н. Инвентаризация и картографирование почв национального парка “Смоленское Поозерье” // Лесоведение. 2022. № 5. С. 478–493.
<https://doi.org/10.31857/S0024114822040088>
17. Шопина О.В., Гераскина А.П., Кузнецова А.И., Тихонова Е.В., Титовец А.В., Бавшин И.М., Хохряков В.Р., Семенов И.Н. Стадии постагрогенного восстановления компонентов экосистем сосновых лесов национального парка “Смоленское Поозерье” // Почвоведение. 2023. № 1. С. 20–34.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22600706>
18. Bouslim Y., Rochdi A., Aboutayeb R., el Amrani-Paaza N., Miftah A., Hssaini L. Soil aggregate stability mapping using remote sensing and gis-based machine learning technique // *Frontiers in Earth Science*. 2021. № 9. P. 863.
<https://doi.org/10.3389/FEART.2021.748859/BIBTEX>
19. Breiman L. Random forests // *Machine learning*. 2001. V. 45. № 1. P. 5–32.
20. Environmental soil-landscape modelling: geographic information technologies and pedometrics // Ed. S. Grunwald. Boca Raton: CRC Press, 2006. 488 p.
21. Ershov D.V., Gavriluk E.A., Koroleva N.V., Belova E.I., Tikhonova E.V., Shopina O.V., Titovets A.V., Tikhonov G.N. Natural afforestation on abandoned agricultural lands during post-soviet period: a comparative Landsat data analysis of bordering regions in Russia and Belarus // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. № 2. P. 322.
<https://doi.org/10.3390/rs14020322>
22. Hengl T. A practical guide to geostatistical mapping. Luxembourg, 2009. 292 p.
23. Ma Y., Minasny B., Malone B.P., McBratney A.B. Pedology and digital soil mapping // *Eur. J. Soil Sci.* 2019. № 70. P. 216–235.
24. McBratney A. B., Mendonça Santos M.L., Minasny B. On digital soil mapping // *Geoderma*. 2003. № 117(1–2). P. 3–52.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00223-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00223-4)
25. Rossiter D.G. Assessing the thematic accuracy of area-class soil maps // Soil Science Division, ITC. Enschede, Holland. Waiting publication, 2001.
26. Wadoux A.M.J.C., McBratney A.B. Hypotheses, machine learning and soil mapping // *Geoderma*. 2021. № 383. P. 114725.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114725>
27. Wang S., Zhou M., Adhikari K., Zhuang Q., Bian Z., Wang Y., Jin X. Anthropogenic controls over soil organic carbon distribution from the cultivated lands in Northeast China // *Catena*. 2022. V. 210. P. 105897.
<https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2021.105897>
28. Zhang G., Feng L.I.U., Song X. Recent progress and future prospect of digital soil mapping: a review // *J. Integrative Agriculture*. 2017. V. 16. № 12. P. 2871–2885.

Comparative Analysis of the Results of Traditional and Digital Large-Scale Soil Mapping on the Example of a Site at the National Park “Smolenskoe Lakeland”

A. I. Kulikova^{1, 2}, P. D. Chechenko², M. S. Osipova², O. V. Shopina^{1, 2}, and I. N. Semenov^{1, 2, *}

¹Center for Forest Ecology and Productivity of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

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

For the territory of the Smolensk Lakeland with a complex and understudied soil cover and considerable influence of the anthropogenic factor, it is relevant to create soil maps using the comparative geographic method. For an area of 8.8 km² in the southwestern part of the Smolenskoye Lakeland National Park, soil maps (scale 1 : 25 000) were created using the methods of traditional and digital soil mapping (DSM). And

a comparison of the results obtained was made. The territory under consideration is dominated by gray-humus soils (Umbric Cambisol (Loamic) and Arenosols (Ochric)) on two maps. These soils are associated with past agricultural use and regeneration of old arable soils. Smaller areas are occupied by alpha-humus and texture-differentiated soils (Podzols (Arenic) and Retisols (Loamic), respectively). In addition, isolated areas of psammozems (Arenosols) have been found and identified on the map using traditional approach. The overall accuracy of the map compiled by the DSM methods was 55%. The leading factors were identified: the position in the relief, the nature of the substrate and vegetation. The distribution of texturally differentiated soils associated with loamic parent materials and humus-peat soils formed in local depressions and on the floodplain of Lake Baklanovskoye is predicted with an accuracy of 87% and 60%, respectively. The location of podzol soils (Entic Rustic Podzols (Ochric)) is predicted with an accuracy of only 29%. The traditional mapping method was able to better reflect the diversity of the soil cover on a large scale compared to the digital method.

Keywords: soil areas, geographic information systems, relief morphometric characteristics, comparative-geographic method, machine learning, random forests

УДК 631.4631.432550.461

ДИОКСИД УГЛЕРОДА В ПОЧВЕННЫХ, ГРУНТОВЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ АРКТИЧЕСКИХ И БОРЕАЛЬНЫХ РЕГИОНОВ: РОЛЬ, ИСТОЧНИКИ, МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ (ОБЗОР)

© 2023 г. О. Ю. Гончарова^а, *, М. В. Тимофеева^{а, б}, Г. В. Матышак^а

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

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

*e-mail: goncholgaj@gmail.com

Поступила в редакцию 15.08.2022 г.

После доработки 11.11.2022 г.

Принята к публикации 12.11.2022 г.

Современные исследования доказывают необходимость включения водных объектов в региональные и глобальные модели углеродного обмена. Концентрация диоксида углерода в поверхностных водах, как правило, более высокая, чем допускает равновесие с парциальным давлением в атмосфере в 400 мкнатм. Изучение функционирования и региональной роли водных систем, особенно с точки зрения динамики неорганического углерода, является недостаточным, в том числе в циркумбореальных регионах. В обзоре освещены теоретические основы и актуальность исследований растворенного диоксида углерода; методические подходы в оценке данного показателя, а также роль растворенного CO₂ в природных водах бореальных и арктических регионов. Почвенное органическое вещество и растворенный диоксид углерода являются главными источниками CO₂ в поверхностных водах, но до настоящего времени количественно данный вклад не оценен. Связано это с недоучетом абиотических аспектов почвенного газообмена, абсолютным преобладанием исследований газообмена на границе почва–атмосфера без учета взаимодействия с грунтовыми водами, а также методическими трудностями измерений концентраций газов в почвенно-грунтовых и поверхностных водах. Инструментальные методы измерения не стандартизированы, а расчетные имеют очень высокие систематические и аналитические ошибки. В заключении указывается на необходимость изучения гидрологического континуума: от источника (наземные экосистемы) до крупных рек и озер с особым вниманием на включение CO₂ из почвенно-грунтовых вод в бюджет углерода всего водосбора.

Ключевые слова: растворенный CO₂, арктические и бореальные регионы, поверхностные воды, почвенно-грунтовые воды, карбонатно-кальциевое равновесие, потоки углерода, цикл углерода

DOI: 10.31857/S0032180X22601025, **EDN:** HDFDWC

ВВЕДЕНИЕ

Углекислый газ содержится в атмосфере, гидросфере, литосфере и биосфере. В основном именно за счет двуоксида углерода происходит углеродный обмен между этими сферами. Почвы, почвенный покров играют ключевую роль в этих процессах, поддерживая постоянное взаимодействие, а также обмен веществом между атмосферой, поверхностными водами и литосферой [7]. Современный структурно-функциональный подход рассматривает почву не только как “самостоятельное, обособленное естественно-историческое природное тело”, но и как активный компонент биogeосферы с жизненно важными экологическими функциями [4, 8].

Неоспоримым является тот факт, что в наземном цикле углерода, с точки зрения величины потока, преобладают фотосинтез и дыхание почвы. По сравнению с этими процессами вынос углерода грунтовыми водами сравнительно невелик, но на его долю приходится постоянный транзит различных форм растворенного неорганического углерода, включая CO₂, во внутренние воды (озера, реки, ручьи) [59, 68]. Для экосистем, близких к равновесию, размер выноса с грунтовым стоком может иметь решающее значение для оценки долгосрочного баланса углерода. Большинство крупномасштабных оценок выноса углерода в растворенном виде из почв и наземных экосистем не превышает первых процентов от их газообмена с атмосферой, поэтому данной статьей нередко

пренебрегают при расчетах углеродного баланса [9, 14, 16]. Для гидроморфных почв существуют оценки потоков растворенных С-газов, соизмеримые с почвенным дыханием, а иногда и превышающие его [5, 7, 16]. Однако эти оценки получены косвенным путем через эксперименты по биодegradации органического вещества почвы или расчетом по модулю стока с известной площади и известной средней концентрации растворенных газов. В прямом лизиметрическом исследовании [17] сток растворенного CO_2 в вегетационные периоды составил 0.3–3.7% от эмиссии с поверхности, исключая резкие всплески (до 14%), вызванные обильными осадками. И лишь в холодное время года эта статья углеродного газового обмена достигала 22–92% при средней за весь период наблюдений величине ~30%, что несильно повышало вклад лизиметрического стока растворенного CO_2 в среднегодовой газообмен почвы.

Ряд исследований показывает, что игнорирование экспорта углерода, как органического, так и неорганического через поверхностные воды может привести к значительной переоценке его накопления в наземных экосистемах [46, 53, 87, 120]. При этом потеря углерода через водные объекты редко включается в региональные углеродные модели, а если включается, то расчеты подвержены большим неопределенностям. По мнению исследователей, это связано как с недостатком первичных данных, так и со сложностями в оценке ряда показателей. Вышеизложенное касается трех основных аспектов, определяющих выбросы CO_2 из внутренних вод: количество CO_2 в воде; глобальная площадь поверхности ручьев, рек, озер и водохранилищ и скорость газообмена с атмосферой [90, 93].

Анализ отечественной и зарубежной литературы указывает на небольшое количество и противоречивость информации о педогенных потоках растворенного неорганического углерода и их роли в углеродном цикле, несмотря на давнюю историю исследований растворенной углекислоты в почвоведении, гидрогеологии и сопряженных дисциплинах. В отечественном почвоведении растворимый неорганический углерод начали активно изучать с середины прошлого столетия в связи с процессами почвообразования и выветривания минералов [2, 13, 18, 19]. Для бореальной лесной зоны работы [2, 18, 19] оценили содержание углекислоты почвенных растворов диапазоном 20–300 мг/л и более, а в поверхностных водах — 15–70 мг/л.

Опираясь на вышеизложенное, можно заключить необходимость учета почвенно-грунтового стока и поверхностных вод при региональном и глобальном моделировании углеродного цикла. Особенно это касается циркумбореальных био-

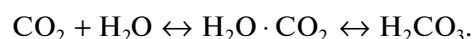
мов, которые характеризуются высокой обводненностью [108], что контрастирует с ограниченным числом исследований, в которых изучалось функционирование и региональная роль водных систем, особенно с точки зрения динамики углерода [97].

В ходе данного обзора поставили задачей осветить три вопроса: 1 — теоретические основы и актуальность исследований растворенного диоксида углерода в природных водах; 2 — методические подходы в оценке данного показателя; 3 — роль растворенного диоксида углерода в почвенных, грунтовых и поверхностных водах в бореальных и арктических регионах.

РАСТВОРЕННЫЙ ДИОКСИД УГЛЕРОДА В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

Растворенный неорганический углерод (**РНУ**) (dissolved inorganic carbon, DIC) в природных водах представлен метаном, диоксидом углерода, угольной кислотой и продуктами ее диссоциации. В данном обзоре не будем рассматривать метан, так как его поведение в растворах существенно отличается от поведения диоксида углерода [26]. Растворенный диоксид углерода является веществом, во многом формирующим химический состав природных вод [10, 50]. Он играет важную роль в регулировании кислотности [32, 96], а также в функционировании пресноводной биоты [98].

Растворение CO_2 в водных средах проходит в два этапа: на первом происходит образование гидрата диоксида углерода, на втором — образование угольной кислоты [12]:



Доля угольной кислоты в растворах составляет около 0.3%, остальное приходится на гидрат двуокиси углерода, но для простоты расчетов карбонатного равновесия принимают за H_2CO_3 весь растворенный CO_2 [28]. Количество углекислого газа, растворяющегося в чистой воде, в значительной степени определяется парциальным давлением CO_2 ($p\text{CO}_2$) в газовой фазе согласно закону Генри. Связь между этими величинами осуществляется с помощью константы Генри, которая зависит от температуры воды [12, 25]. Закон Генри применим только для идеальных условий, для детального количественного описания процессов в системе жидкость–газ необходим учет карбонатно-кальциевого равновесия и эффекта высаливания (уменьшение растворимости газа при добавлении в раствор солей) [6, 16]. Ряд работ также указывает на необходимость учета кинетики взаимодействия газов с жидкой фазой ввиду продол-

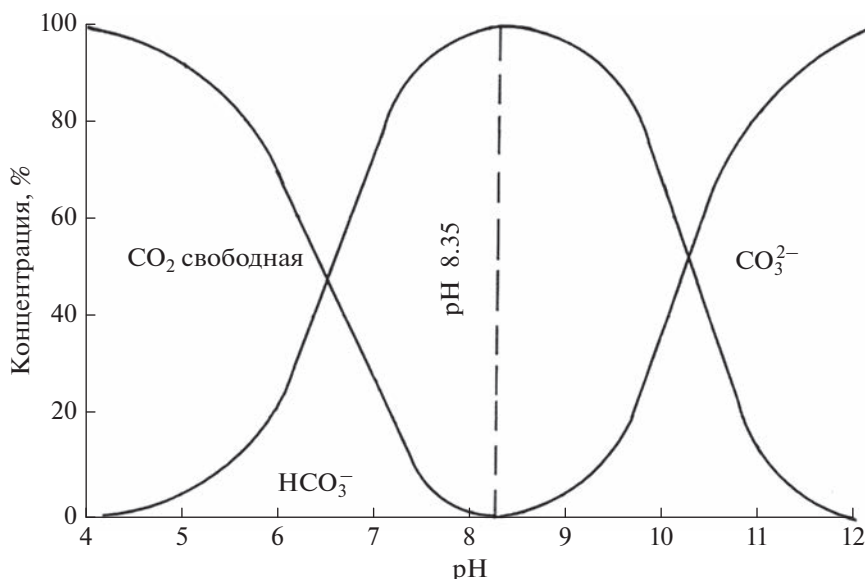


Рис. 1. Соотношение между H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} в воде при различных pH (25°C) [12].

жительности установления равновесия в системе вода—воздух [15].

Помимо гидратированной формы CO_2 , в растворах природных вод присутствуют продукты диссоциации угольной кислоты: карбонат- и бикарбонат ионы. Соотношение этих форм связано с pH раствора и хорошо иллюстрируется рис. 1. В кислом диапазоне pH (≤ 4) в растворе будет абсолютно преобладать H_2CO_3 (CO_2); максимальная доля HCO_3^- достигается при pH 8.34 [12]. Эти величины и уравнения имеют практическую ценность для расчетов концентраций в водах разной природы.

Вернемся к идеальному раствору. Предположим, что все водные объекты являются безжизненными резервуарами, не содержащими реакционноспособных химических веществ и открытыми только для атмосферы, иногда такие модели называют “тефлоновыми озерами” [28]. Тогда концентрация данного газа полностью бы зависела от состава атмосферы и физики газообмена. То есть в равновесном состоянии концентрация газа в воде соответствовала бы величине предельной растворимости по закону Генри при его данном парциальном давлении в атмосфере, и во всех водах было бы близкое количество растворенного CO_2 , за исключением различий в растворимости при разных температурах и высотах над уровнем моря, а также диффузионно-гравитационной стратификации по глубине водоема. Поскольку растворимость CO_2 в кислых водах близка к 1 [16], при равновесии по Генри его объемная доля в воде приближается к атмосферной (400 ppm), что

соответствует равновесной молярной концентрации ~ 19.5 мкмоль/л [78] и парциальному газовому давлению ~ 400 мкатм. В природе такая ситуация встречается крайне редко. Большинство водных резервуаров, как естественных, так и искусственных, характеризуются величинами содержания CO_2 большими, а иногда и существенно большими, чем вышеупомянутая величина. Такие воды предложено называть пересыщенными (supersaturated) CO_2 по отношению к атмосфере. Если в водах содержится меньше CO_2 , чем при равновесии с атмосферой, они называются ненасыщенными (undersaturated) [28]. Соответственно, при контакте с атмосферным воздухом пересыщенные воды могут быть источником CO_2 в атмосфере, а ненасыщенные — поглотителем.

РОЛЬ ПРИРОДНЫХ ВОД В ЦИКЛЕ УГЛЕРОДА

Поскольку внутренние пресноводные экосистемы (озера, реки, водно-болотные угодья, водохранилища и др.) покрывают лишь небольшую часть поверхности Земли, они редко рассматривались в качестве потенциально важных количественных компонентов углеродного цикла как в глобальном масштабе, так и в региональном [29, 69]. Эволюция концепции круговорота углерода во внутренних водах очень емко представлена Травник с соавт. [111]. Например, прослежена эволюция исследований круговорота углерода в озерах, которые изначально рассматривались как изолированные микрокосмы с сугубо внутренним метаболизмом. Затем пришло

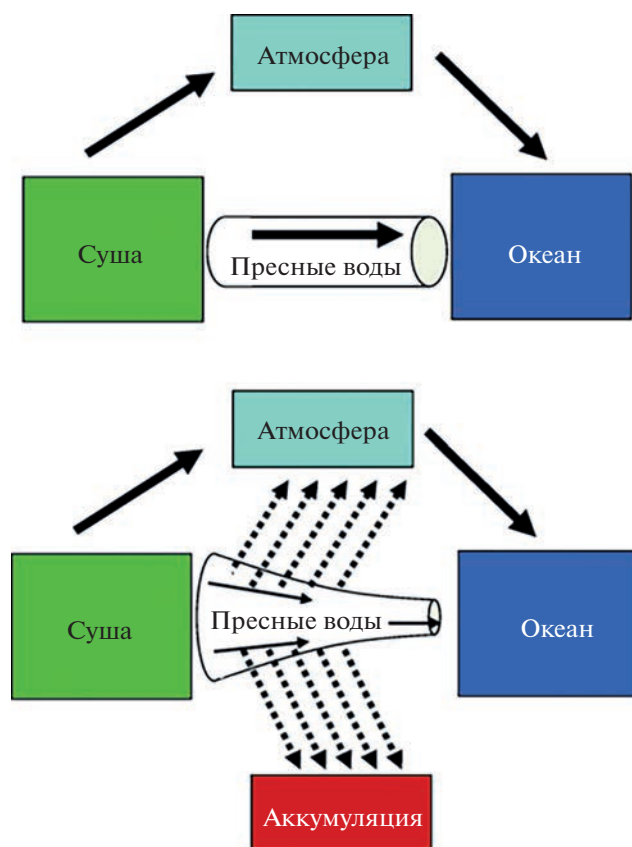


Рис. 2. Представления о внутренних водах как о “пассивной” и “активной трубе” [110].

осознание сильного воздействия на их функционирование импортируемого из наземных экосистем углерода, что в итоге привело к современному взгляду на внутренние воды как на важный компонент в общепланетарном углеродном цикле. Также очень ярко отражает роль внутренних вод в глобальном углеродном цикле противопоставление двух моделей: “пассивной” и “активной трубы” [29, 110], схематично представленные на рис. 2. В случае “пассивной трубы” внутренние воды рассматривались как простой канал, транспортирующий углерод из наземных экосистем в моря и океаны. В противоположность, посредством “активной трубы” воды удерживают (путем захоронения в отложениях) и отводят в атмосферу (путем выброса углекислого газа) значительную часть углерода, поступающего с водоразделов. Приводимые в литературе обобщенные оценки показывают, что во внутренние водные системы с суши поступает примерно в 2 раза больше углерода, чем экспортируется с суши в море (1.9 и 0.9 Пг С/год). В длительном временном интервале чистые потоки углерода в водных системах, как правило, выше на единицу площади, чем на большей части окружающей суши [29].

Включение водных экосистем в расчеты региональных балансов углерода, даже с учетом их небольших площадей, может потребовать пересмотра того, как описывается современный чистый сток углерода на суше [93].

ИСТОЧНИКИ CO_2 В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

В отличие от океана, лишь 40% площади которого выделяет в атмосферу CO_2 [106], подавляющее большинство (около 90%) исследованных в мире пресноводных экосистем являются пересыщенными по диоксиду углерода и выбрасывают CO_2 в атмосферу [39].

Описаны 4 основных группы процессов, определяющих концентрацию растворенного диоксида углерода в водотоках и водных резервуарах: 1 — дыхание почвы (микробное и корневое), приводящее к насыщению грунтовых вод CO_2 ; 2 — дыхание водных растений и гетеротрофное разложение органического вещества непосредственно в водотоках; 3 — растворение карбонатов и выветривание силикатных минералов в почвах и подстилающей породе; 4 — атмосферный обмен (дегазация или поглощение газов) [105, 117]. Определенный вклад могут вносить газогенерация со дна водоемов, химические и биохимические реакции в водной толще, включая осаждение карбонатов, но этот вклад количественно пока не соотнесен с четырьмя основными группами процессов, преимущественно аллохтонного, почвенного происхождения. Выделение вулканических газов, образующихся в недрах земли, также в некоторой степени может влиять на повышение концентрации диоксида углерода в подземных водах. При этом наиболее значимый процесс, приводящий к уменьшению концентрации двуокиси углерода в воде, помимо физической дегазации и образования карбонатов — это фотосинтез (поглощение диоксида углерода водными автотрофными организмами).

Рассмотрим более подробно первые два источника пересыщения вод диоксидом углерода. Здесь можно привести интересную аналогию Теллмана [109], который предложил рассматривать озера и другие водные системы как “реакторы” и “воздушные клапаны” (reactors or vents). В качестве реакторов в них минерализуется наземный органический углерод и затем высвобождается в атмосферу в газообразной форме. В качестве воздушного клапана водные резервуары получают неорганический земной углерод (РНУ) из подземных или поверхностных вод с последующим выделением его в атмосферу [102, 109]. Какие из этих двух групп процессов преобладают? Данный вопрос остается открытым, предполага-

ется, что превалирование того или иного процесса связано с влиянием общеклиматических условий, типа водного объекта, характеристик водосбора и др. [55, 75, 97, 111, 118].

В историческом аспекте, на начальных этапах оценки экосистем с точки зрения их автотрофности или гетеротрофности, считалось, что большинство водных экосистем, за исключением загрязненных органическими веществами и олигоминеральных, являются автотрофными, то есть валовая первичная продукция в них преобладает над экосистемным дыханием [86]. В обобщениях конца прошлого — начала нынешнего века показано, что дыхание имеет тенденцию доминировать над продуктивностью во многих реках, эстуариях, олиготрофных и мезотрофных озерах, водохранилищах и районах олиготрофного океана [39]. При этом до недавнего времени считалось, что концентрация CO_2 в поверхностных водах определяется в основном биохимическими процессами, происходящими *in situ*, то есть является результатом деструкции аллохтонного органического вещества, перенесенного в растворенном виде из наземной среды в водную [27, 39, 113]. Важность данного источника не вызывает сомнения, процессы преобразования аллохтонного органического вещества в природных водах активно изучаются в современной литературе на протяжении последних десятилетий [22, 51, 66, 76, 77, 88, 90, 101, 103]. Помимо биологической деструкции в литературе широко обсуждаются процессы фотохимической деструкции органического вещества во внутренних водах [76, 110, 114]. Мы не будем подробно останавливаться на обсуждении процессов высвобождения CO_2 в процессе деструкции растворенного органического вещества, это предмет отдельного обзора.

В единичных работах конца прошлого века [67] и в ряде работ последнего десятилетия указывается, что неорганический углерод, привносимый из наземных экосистем в водные объекты, может иметь не только большое значение, но и превалировать в общем балансе [118]. Показано, что для текучих вод (рек и ручьев) внешние поступления CO_2 очень важны [53, 55, 59, 60], в то время как концентрация CO_2 в озерах является результатом как внешних, так и внутренних процессов [66, 118]. В подземных водах углекислый газ в основном появляется в процессе внутрипочвенного корневого и гетеротрофного дыхания, а также выветривания карбонатных пород [16]. Данных по количеству диоксида углерода, который попадает в грунтовые воды непосредственно из почв, крайне мало в силу ряда обстоятельств. Кратко — это недоучет в почвенных исследованиях абиотических процессов, связанных с газооб-

меном [8, 16], изучение процессов газообмена только на границе почва—атмосфера без учета взаимодействия с грунтовыми водами, а также методические трудности прямых измерений концентраций газов в почвенно-грунтовых водах и большие неопределенности в расчетных методах.

МЕТОДЫ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ КОНЦЕНТРАЦИИ CO_2 В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ И ЕГО РАВНОВЕСНОГО ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ

Попытаемся систематизировать методы оценки концентрации растворенного CO_2 в природных водах и соответствующего ей равновесного парциального давления газа над раствором, в табл. 1 и ниже остановимся на них подробнее.

Оценка содержания свободного CO_2 через измерение общей кислотности (титриметрический метод). Данный метод подробно описан во всех практических руководствах [1, 3]. Основан на титровании пробы воды 0.01 М $\text{Ba}(\text{OH})_2$ или 0.02 М NaOH в присутствии фенолфталеина до появления не исчезающей в течение 2–3 мин красной окраски. Подход имеет ряд ограничений [3, 83]. В частности, на результаты титрования существенное влияние оказывают другие компоненты, такие как органические кислоты. В таком случае метод предполагает повторное титрование после кипячения. Необходимым условием является отсутствие контакта пробы воды с воздухом до проведения титрования, что предполагает определенную процедуру пробоотбора и наличие специального оборудования.

Расчетный метод. Несмотря на длительную предысторию изучения неорганического углерода в природных водах, инструментальное измерение равновесного парциального давления CO_2 из водных объектов появилось относительно недавно [51]. Косвенно такой показатель можно рассчитывать исходя из величины щелочности воды, измерение которой проводилось для других целей, с использованием ряда дополнительных показателей: pH, температуры и концентрации ряда других ионных соединений [28, 84]. В первом приближении (без учета карбонат-анионов) может быть использовано уравнение:

$$p\text{CO}_2 = [\text{H}_2\text{CO}_3]/K_0 = [\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]/K_0K_1.$$

Таким образом, для того, чтобы рассчитать равновесное с данным раствором парциальное давление ($p\text{CO}_2$) в замкнутой атмосфере над ним необходимо знать: 1 — константу Генри для растворения (K_0) и константу диссоциации угольной кислоты по первой ступени (K_1), зависящие от температуры, поэтому надо знать температуру; 2 — щелочность (может быть заменена на общее

Таблица 1. Методы определения концентрации растворенного CO₂ в природных водах

Метод	Приборная база	Ссылка
Титриметрический метод	Оборудование для определения физико-химических параметров природных вод	[2, 3, 17, 19]
Расчетный метод через карбонатную щелочность, pH, температуру воды и константы диссоциации угольной кислоты с поправкой на температуру	Оборудование для определения физико-химических параметров природных вод	[20, 35, 65, 67, 71, 118]
Прямое измерение концентрации CO ₂ в воде с применением мембранных дегазаторов	3M™ Liqui-Cel™ MM Series Membrane Contact	[75, 97, 108]
Метод выравнивая (уравновешивания) концентраций “equilibration technique”	Газоанализатор, пробоотборники или эквипораторы	[24, 33, 63, 67, 70, 71, 82, 85, 87, 91, 95]
Прямой метод с помощью датчиков в воде	Однолучевой двухволновой недисперсионный инфракрасный (NDIR) источник света и датчик CO ₂ на основе кремния (Vaisala CARBOCAP GMT 222 (Vaisala Oyj, Финляндия)) и трубка (рукав) из вспененного политетрафторэтилена (ПТФЭ), обладающие высокой проницаемостью для CO ₂ , но непроницаемыми для воды	[41, 58, 72, 82, 87, 99]
Косвенный метод, основанный на измерении концентрации газа в пространстве камеры над водой	Недорогие датчики, измеряющие концентрацию CO ₂ в воздухе	[23]

содержание неорганического углерода); 3 – pH. Возможные комбинации показателей для расчетов: температура и либо общий РНУ и pH, щелочность и pH, либо щелочность и РНУ [28]. При этом щелочность может быть общая, обусловленная всеми щелочными компонентами, или обусловленная компонентами только углеродных соединений. Приведенное уравнение имеет упрощенный вид и предполагает, что в общей щелочности водного объекта преобладают бикарбонат ионы и угольная кислота. Более детализированные подходы, учитывающие химические взаимодействия и буферность в жидкофазных объектах содержатся в работах [6, 12, 16, 36]. В подавляющем большинстве исследований по карбонатно-кальциевому равновесию рассматриваются прямые задачи оценки химических процессов и pH растворов при известном и постоянном уровне CO₂ в атмосфере. Для жидкой фазы почв в предположении кислотно-щелочной буферности Смагин [16] предпринял попытку расчета эффективной растворимости CO₂ с последующей количественной оценкой содержания растворенного CO₂ во всех трех формах: свободной уголекислоты, бикарбонат и карбонат-анионов в зависимости от pH и температуры раствора. Этот подход впоследствии был использован для выявления роли растворенного CO₂ в общем педогенном цикле угле-

рода, дифференциации растворения и сорбции в межфазных взаимодействиях CO₂ в почве, определения соотношения эмиссии и общего продуцирования CO₂ объемом почвы [15–17].

Открытым остается вопрос о допустимости такого подхода для чисто водных объектов, которые в отличие от трехфазных почвенных систем могут не иметь буферность по отношению к реакции среды и, соответственно, величинам pH. Кроме того, формула Смагина [16] предполагает обратимость химических превращений водорастворимого неорганического углерода, что далеко не очевидно как для почвенных растворов, так и для грунтовых и поверхностных вод. Любое взаимодействие карбонат и бикарбонат анионов с противоположно заряженными ионами будет смещать рассматриваемое химическое равновесие вправо, вплоть до необратимого перевода в твердую фазу (осаждения из раствора) части неорганического углерода, причем жизнедеятельность организмов как правило способствует такой иммобилизации [28]. Это указывает на сложность процессов, контролирующих трансформацию биогенного CO₂ в почвах, и потенциально сильное занижение оценки растворенного CO₂ по расчетной формуле [16].

Также при расчетной оценке содержания растворенного CO₂ существует возможность потен-

циальных ошибок [84], связанных с недоучетом влияния температуры, ионной силы раствора, образования комплексных солей с кальцием в условиях повышенного pH, зависимости $p\text{CO}_2$ от метеорологических условий, получением завышенных значений щелочности за счет органических кислот и алюминия. Помимо этого, потеря растворенного CO_2 путем дегазации образца перед титрованием также может привести к недооценке концентрации свободного CO_2 [50].

Техника проведения анализа (методика) проста и предполагает измерение температуры воды в полевых условиях, определение pH с точностью до сотых и определение общей щелочности. Последние работы рекомендуют титровать пробы 0.1 М HCl до pH 3.0 в 2 этапа. Сначала относительно быстро добавляют кислоту до достижения pH 4.0. На втором этапе кислоту добавляют медленно, ступенчато до конечного значения pH 3.0 [20]. Это позволяет проводить измерения для сильнокислых вод. Для сравнения, методика определения щелочности природных вод по ГОСТ 31957-2012 предполагает титрование до pH 4.5. Существуют опубликованные доступные компьютерные программы для расчета концентрации CO_2 , правда в основном для морских и океанических вод [79].

Несколько слов о применимости данного метода. Расчеты концентрации CO_2 , когда учитываются щелочность воды, ее температура и pH, широко используются при изучении пресноводных экосистем с низким содержанием органического углерода и $p\text{H} > 6$ из-за гораздо более простой процедуры титрования. Показано, что этот метод хорошо работает в водах с щелочностью от умеренной до высокой (общая щелочность > 1000 мг экв/л) [71, 94, 116]. Недавние исследования доказали, что $p\text{CO}_2$, рассчитанный через щелочность–pH, в высокой степени соответствует непосредственно измеренному значению в субтропических реках с $p\text{H} > 7.2$ [81]. Источники некарбонатной щелочности (органические кислоты, фосфор, азот и кремний) будут вносить вклад в $p\text{CO}_2$ и расчетные значения $p\text{CO}_2$ будут завышенными [20, 56, 79]. Существует ряд работ, утверждающих, что вклад этих источников в $p\text{CO}_2$ незначителен в образцах с $p\text{H} > 7.0$ [20, 56]. Но если пробы воды характеризуются высокими концентрациями растворенного органического углерода, стоит обратить на это внимание.

Согласно анализу Abril et al. [20], рассчитанный $p\text{CO}_2$ в подавляющем большинстве случаев выше измеренных в равновесной над раствором замкнутой атмосфере значений, причем максимальное завышение рассчитанного $p\text{CO}_2$ наблюдается в кислых, содержащих органическое вещество, водах. Работы, связанные с оценкой не-

определенностей данного метода, показали интересные результаты [45]. Несмотря на низкую величину случайных эмпирических ошибок входных измеряемых параметров (pH, растворенный неорганический углерод, щелочность и температура), результирующая ошибка расчетной величины $p\text{CO}_2$ независимо от набора параметров приближалась в ряде случаев к 30%. Все комбинации параметров при сравнении с прямыми измерениями $p\text{CO}_2$ давали смещенные оценки, при этом менее одной трети общей неопределенности объяснялось случайными ошибками, то есть систематическая неопределенность в данном методе преобладает и является очень существенной. Сейчас появляется много работ, в которых авторы пытаются снизить расчетную ошибку. Наш взгляд, это сильно “утяжеляет” расчеты и не является перспективным. Большинство авторов склоняются к необходимости прямых измерений.

Метод выравнивая (уравновешивания) концентраций “equilibration technique”. Поскольку все типы газоанализаторов определяют концентрацию компонента в газовой фазе, газ, растворенный в воде, предварительно необходимо привести в равновесие с искусственно созданным “свободным пространством”. Измерения парциального давления CO_2 в равновесной атмосфере над раствором на основе данной методики обычно состоят из трех этапов: 1 — уравновешивание CO_2 между пробой жидкости и воздухом фиксированного объема; 2 — измерение концентрации газа в пробе воздуха из “свободного пространства” либо с помощью газовой хроматографии (в лабораторных условиях), либо с помощью инфракрасной спектроскопии (может применяться в полевых условиях); 3 — дополнительные расчеты для преобразования концентраций газа, измеренных анализатором, в $p\text{CO}_2$ с поправкой на температуру и давление [121]. Все варианты методов можно сгруппировать в три категории: ручное уравновешивание в свободном пространстве, уравновешивание с помощью специальных устройств-эквивалентаторов и уравновешивание непосредственно около датчиков, защищенных мембраной (рис. 3).

Существует множество модификаций данных методов, например, может быть ручной или автоматический отбор проб воды и воздуха, активная или пассивная подача газа к детектору и др. Отметим лишь некоторые особенности ряда методов. В некоторых работах показана возможность использования инфракрасных датчиков CO_2 (например, Vaisala GMT220) под водой, при условии защиты водонепроницаемой, но газопроницаемой мембраной [61]. Существуют две модификации этих датчиков: для низких и высоких концентраций CO_2 . Этот метод находит применение [41, 58, 72, 82, 87, 99], но в силу высокой стоимости

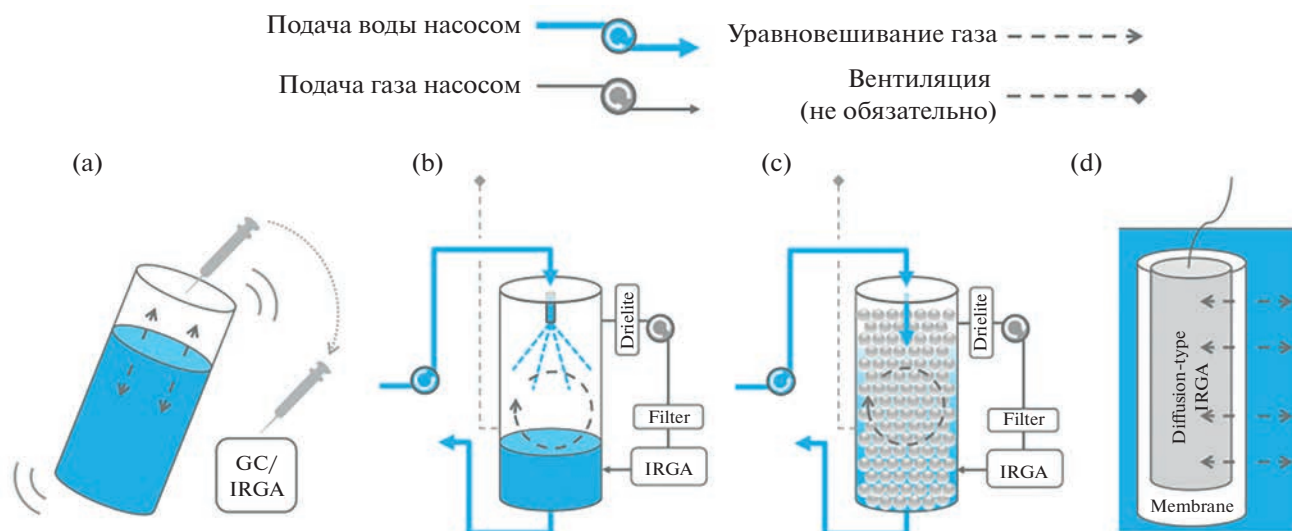


Рис. 3. Схематические диаграммы четырех методов уравнивания: а – “ручное” уравнивание, б – эквиператор со стеклянными шариками, с – эквиператор распылительного типа, d – датчик, защищенный мембраной [121]. IRGA – инфракрасный газоанализатор, GC – газовый хроматограф.

измерительного оборудования, как отмечают исследователи, приходится жертвовать информацией о пространственной изменчивости [23]. Существуют некоторые неопределенности с использованием оборудования данного типа: неизвестно точное время пассивного уравнивания газовой фазы с жидкой, возможны процессы биообрастания на мембране, которые могут привести как к завышению, так и занижению результатов [121].

Существуют вариации “активных” мембранных дегазаторов (3M™ Liqui-Cel™), в которых используется микропористая или непористая полупроницаемая мембрана из полых волокон, которая помещается внутрь корпуса контактора. В них жидкость обтекает наружную часть полволоконной мембраны, в то время как внутри полволокон создают вакуум и/или в него подают продувочный газ. Создание вакуума или подача продувочного газа создают разницу в уровнях концентрации газа внутри (со стороны просвета) и снаружи (со стороны оболочки) полволоконной мембраны. Эта разница концентраций обеспечивает быструю и эффективную передачу растворенного газа [75, 97, 108].

Используются также методы с активной подачей воды: со стеклянными шариками или распылительного типа, при которых вода прокачивается через мембранный контактор, в котором CO_2 уравнивается между водой и воздухом и переносится в подключенный анализатор [42].

Предложена система на основе автоматического пассивного датчика, не заключенного в мембрану, который помещается в воздушное

пространство плавающей камеры без контакта с водой для непрерывного определения концентрации CO_2 в воздухе, находящегося в равновесии с водой [23].

Но, как видно из табл. 1, наиболее часто применяется метод с “ручным” уравниванием, иногда его еще называют “шприцевым” методом или просто метод “уравнивания свободного пространства”. Метод удобен, особенно в полевых условиях, так как не зависит от сложного оборудования и дает надежные результаты [70]. В связи с этим он широко используется в гидрологических и лимнологических исследованиях. Метод заключается в отборе пробы воды в сосуд или шприц и замещении части пространства над водой газом с известной концентрацией CO_2 . Затем шприц энергично встряхивается, дается время для уравнивания, отбирается проба газа с последующим измерением концентрации CO_2 [50]. Модификаций данного метода очень много (табл. 2), связаны они с варьированием объемов газовой и жидкой фаз, временем встряхивания и уравнивания, замещающим газом, добавлением консервантов. Существенным недостатком, на наш взгляд, является отсутствие единой методики.

В англоязычной литературе опубликованы документы и протоколы расчетов, в которых этот метод применяется для анализа концентрации растворенного CO_2 в пресных водах [47, 74, 112]. Однако принцип расчетов $p\text{CO}_2$ в них после процедуры уравнивания напрямую перенесен из расчетов для других газов, в частности метана, без

Таблица 2. Модификации метода “уравновешивания свободного пространства”

Замещающий газ	Соотношение проба воды/свободное пространство	Встряхивание/отстаивание, мин	Окончание	Особенность	Ссылка
Азот	135/10	Не указано	Лаборатория, хроматограф	KCl (подавление микробиологической деятельности)	[48, 64]
Воздух	Не указано, “известный объем”	5/0	Лаборатория, хроматограф	Нет	[21]
Азот	40% свободного пространства, 60% воды приблизительно	Не указано	Лаборатория, хроматограф	0.2 мл насыщенного HgCl ₂ для подавления микробиологической деятельности	[92]
Или воздух над водой или газ без CO ₂	20/40	1/0 (сразу отбор пробы)	Лаборатория, хроматограф	Встряхивание под водой для стабильной температуры	[38, 47]
Воздух	20/40	1/0 (не уточнено, сразу отбор пробы)	Лаборатория, хроматограф	Нет	[24, 52, 54, 71]
Гелий	250/50	1/1	Лаборатория, хроматограф	Нет	[62]
Азот	5/17.5	Не указано (хранились в темноте не дольше недели во флаконах)	Лаборатория, хроматограф	Покислено 0.1 мл 85% H ₃ PO ₄ для перевода в CO ₂	[115]
Азот	30/30	Не указано	Лаборатория, хроматограф	Проба пропусклась через 0.45 мкм фильтр	[103]
Воздух	940/60	3/не указано	Лаборатория, хроматограф	Полипропиленовая бутылка с трехходовым люэровским краном	[107]
Воздух	1150/50	1/0 (указано, что это время в 2 раза превышает необходимое для уравновешивания)	Поле, портативный инфракрасный газоанализатор (Prpsystem)	Нет	[89]
Воздух	30/30 ручьи, 10/50 почвенные воды	2/0	Поле, портативный ИРГА (Prpsystem)	Нет	[91]
Воздух	1980/20	3/0	Лаборатория, хроматограф	Малый объем свободного пространства – отсутствует влияние pH на равновесие	[78]
Воздух	160/60	1/0	Лаборатория, хроматограф	Встряхивание под водой для стабильной температуры	[87]
Воздух	30/30	1/0	Лаборатория, хроматограф	Нет	[33]
Воздух	30/30	1/1	Поле, портативный инфракрасный газоанализатор (Prpsystem)	Нет	[44]

учета того, что растворенный CO_2 находится в динамическом химическом равновесии с карбонатами и гидрокарбонатами. Данный процесс подробно описан, особенно в исследованиях морских вод [37], однако практическая оценка систематической ошибки при расчетах до недавнего времени отсутствовала [70]. Считалось, что этот эффект невелик. Возможно, данное допущение делалось как раз в исследованиях соленых вод, где особое внимание в расчетах уделялось минерализации воды, как основному фактору, влияющему на растворимость CO_2 . При этом методика “headsapce equilibration” применялась изначально в варианте “бесконечно малый объем газовой фазы и бесконечно большой объем жидкой”, при котором влияние химических взаимодействий минимизировалось. Единственная работа, которую удалось найти, где количественно оценивается ошибка, связанная с простым применением закона Генри к данным о концентрации CO_2 в “свободном пространстве”, это исследование Кошоррек с соавт. [70]. В нем показано, что метод можно использовать без корректировки на щелочность для большинства бореальных вод (ошибка <5%), где $\text{pH} < 7.5$ или $p\text{CO}_2 > 1000$ мкатм. Большие ошибки могут возникать для недонасыщенных по отношению к CO_2 водам (эвтрофные экосистемы), а также для проб с высокой щелочностью. Величину погрешности, по утверждению авторов, можно уменьшить, увеличив соотношение воды и свободного пространства, снизив температуру уравнивания, а также используя воздух вместо N_2 в качестве свободного пространства. Также оценить ошибку или скорректировать данные можно по представленным в работе диаграммам [70].

НЕОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД В ВОДАХ БОРЕАЛЬНЫХ И АРКТИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

Выбор региона для обсуждения источников, величин, драйверов РНУ в природных водах, не случаен. Во-первых, большая часть Российской Федерации находится в этой области. Во-вторых, данные области характеризуются большой площадью водных угодий. В-третьих, сфера научных интересов авторов данного обобщения — это север Западной Сибири. Еще одна из причин — повышенное внимание к данным регионам в связи с глобальным потеплением и связанными с ним деградацией многолетнемерзлых пород (ММП), высвобождением захороненного органического углерода и возможным повышением эмиссионного потока парниковых газов. При этом, как сказано выше, роль внутренних вод, особенно небольших водоемов, малых водотоков, водно-бо-

лотных угодий, которые занимают обширные площади, оценена явно недостаточно [100].

Прежде всего, следует отметить, что пересыщенность вод, особенно озерных, CO_2 признана неоспоримым фактом для бореальных окрашенных гумусовых вод [76, 82, 111, 119]. В региональном масштабе, по мере увеличения среднегодовых температур воздуха, насыщенность вод растет [102, 120], а по мере продвижения от верховий (водосбора) к водотокам более высокого порядка, уменьшается, что показано в немногочисленных исследованиях сопряженных ландшафтов [53, 108]. Отмечено, что в верховьях водосборов (ручьи) сезонные колебания в концентрации растворенного CO_2 коррелировали с колебаниями концентраций в почвенных грунтовых водах. Данная связь уменьшалась вниз по течению, где концентрация в большей степени определялась величиной речного стока [54]. Некоторыми авторами, помимо летнего пика концентрации РНУ, отмечается существенное ее возрастание подо льдом и связанные с этим интенсивные весенние выбросы газообразного CO_2 [30, 43, 66, 87].

Географический охват работ, в которых представлена оценка содержания CO_2 в природных водах бореальных, субарктических и арктических регионов закономерно включает Россию (Западная и Восточная Сибирь), Финляндию, Швецию, США (Аляска, северный Висконсин), Канаду (табл. 3). Мы собрали данные по величинам концентраций CO_2 в тех единицах, в которых они были представлены авторами, сгруппировав по типам исследованных вод. Наибольшее число работ связано с озерами разного размера и происхождения, далее следуют гидрологические исследования рек, в основном крупных. Небольшие водотоки исследуются гораздо реже. Наименьшее количество работ связано с исследованием болотных, почвенных, грунтовых вод (с точки зрения концентрации в них CO_2). Работ, в которых исследовали гидрологически сопряженные ландшафты, крайне мало.

Сильно затрудняет сравнение данных представление их в разных единицах: в величинах парциального давления, мольных концентрациях, иногда используют величины превышения концентрации или давления над равновесными с атмосферным воздухом. Несмотря на вариabельность представленных данных, очевидно, что максимальные концентрации CO_2 наблюдаются в болотных и почвенных водах. Что касается озер, водотоков и рек, какую-либо закономерность выделить трудно: есть озера, которые характеризуются высокими концентрациями (пересыщенные по CO_2), есть которые недонасыщены по CO_2 . В реках также наблюдается большой разброс

Таблица 3. Содержание растворенного CO₂ в природных водах бореальных и арктических регионов

Тип вод	Регион, объект	Содержание CO ₂ *	Уточнение	Ссылка
Почвенные, надмерзлотные, болотные воды	Надмерзлотные воды, Западная Сибирь (криолитозона), Россия	447 мкмоль/л	Среднее по региону для мочажин	[92]
	Почвенные воды, Квебек, Канада	≈4000 мкатм	Среднее	[91]
	Канада (окрестности Оттавы), болото и вытекающие ручьи	3200 мкатм (2.1 мг C/л) – 9320 мкатм (7.8 мг C/л)	Диапазон	[24]
Озера большие, малые, термокарстовые	Средняя тайга и лесотундра, Западная Сибирь, Россия	22–160 мкМ	Диапазон	[95]
	Северный Висконсин, США, 27 озер	108–1348 мкатм	Диапазон	[52]
	Озера, Финляндия	5.26–6.0 мг C–CO ₂ /л	Предельные величины для двух озер	[41]
	Канада, Квебек, открытые водоемы бореальных торфяников	От 0.50 (±0.13) до 0.99 (±0.50) мг/л C–CO ₂	Среднее ± стандартное отклонение от больших к малым озерам	[87]
	Бореальные озера, Канада (Квебек)	687; 606 мкатм	Среднее, медиана	[75]
	По всем изученным озерам Швеции во все сезоны	1762 ± 111 мкатм	Среднее ± стандартное отклонение	[89]
	Озера (78) Квебека (Канада)	631 ± 222 мкатм, от 340 до 2400 мкатм	Среднее и диапазон за 3 года	[97]
	Канада, термокарсты в арктической/субарктической зонах	30 ± 15/–1 ± 32 мкмоль/л	Среднее превышение над концентрацией, равновесной с атмосферной (19.5 мкмоль/л)	[78]
	Северо-восточная Шотландия	6.8 (0–23) мг/л	Средняя по ручьям и речкам в водосборе	[54]
	Восточная Сибирь, Россия, олиготрофная тундра, бассейн р. Индигирки	Термокарстовые озера – 0.24–0.85 мг/л; малые озера – 0.42–0.77 мг/л; запруды (ponds) – 1.42–16.02 мг/л	Диапазон	[33]
Реки	439 Шведских озер	67 ± 36 мкмоль/л	Среднее ± стандартное отклонение	[65]
	Реки (+ручьи), Квебек, Канада	1718 ± 138 мкатм	Среднее	[91]
	Север Швеции, субарктика, водотоки	2–7 мг/л	По графику, диапазон	[44]
	Восточная Сибирь, Россия, олиготрофная тундра, бассейн р. Индигирки, малые водотоки	0.82–7.25 мг/л	Диапазон	[33]
	Русло р. Оби на всем протяжении	2324.2 ± 814.4 мкатм (мерзлотная зона), 1054.9 ± 691.4 мкатм (безмерзлотная зона)	Среднее ± стандартное отклонение	[11]
	Швеция, верховья суббореальных рек	1.9 (1.0–3.5) мг/л C–CO ₂	Медиана и диапазон 10–90%	[115]
	Колыма и притоки, Россия	Водотоки 3336 ± 2737 мкатм; реки-притоки 412 ± 250 мкатм; Колыма, основное русло 613 ± ± 315 мкатм	Среднее ± стандартное отклонение	[35]
	Юкон река, США	68 мкмоль/л	Среднее превышение над атмосферной концентрацией	[104]
	Юкон притоки, США	100 мкмоль/л	Среднее	[104]

* Величины представлены в единицах, приведенных в соответствующих литературных источниках. Равновесные с атмосферным воздухом концентрации CO₂ составляют ≈400 pppt, ≈19.5 мкмоль/л, ≈400 мкатм.

концентраций, связанный как с величиной стока, так и удаленностью от ландшафтов-реципиентов.

На основе литературных данных попытались выявить основные факторы, определяющие концентрацию и связанный с ней поток диоксида углерода в природных водах бореальных и арктических областей. В большинстве рассмотренных работ авторы пытаются найти связь между концентрацией CO_2 и содержанием растворенного органического углерода (РОУ), как наиболее очевидного предиктора. В результате удалось обнаружить все варианты (оценку проводили по коэффициенту детерминации регрессионных моделей, R^2): отсутствие связи [78], слабую положительную связь [34, 51, 57, 69, 75], сильную положительную связь [58, 64, 73, 77, 89, 97, 101]. Авторы последних обзорных работ, в которых подробно рассматривается связь РОУ– $p\text{CO}_2$, в частности в озерах, склоняются к заключению, что она различна для разных регионов (различаются сила связи, наклон кривых аппроксимации и др.) [77]. Некоторые авторы отмечают, что РОУ может оказывать косвенное влияние на растворенный CO_2 через температуру, доступность света и структуру водной толщи [78].

В качестве значимых предикторов величины концентрации CO_2 в водах указываются площадь озер [49, 52, 75, 80, 100], величина речного стока [54, 55], содержание питательных элементов, в частности, фосфора [75], содержание хлорофилла [88, 97], содержание кислорода [64]. Отмечается также влияние характеристик водосборного бассейна, таких как его площадь, высота над уровнем моря, тип землепользования, характер почвенного покрова, материнская порода и др.

Интересный факт обнаружен лимнологами из США и Швеции, которые проанализировали данные по пяти тысячам озер всего мира [102]. Не выявлено связи между концентрацией CO_2 в водах и температурой, как среднегодовой, так и температурой, при которой проводились измерения. Данные результаты свидетельствуют о том, что невозможно дать однозначный прогноз по эмитирующей роли водных объектов при возможных климатических изменениях.

В современных работах по моделированию $p\text{CO}_2$ в озерах показано, что даже при схожем наборе факторов, на нее влияющих, результирующие модели для разных регионов будут существенно различаться. В связи с этим, экстраполяция моделей, созданных для одного региона на новый регион исследования маловероятна без существенной коррективки. Связано это с крупномасштабными региональными различиями в транспорте углерода, качестве РОУ и процессах его преобразования, которые еще предстоит оценить [77, 97].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении хотелось бы отметить несколько направлений на которые следует обратить внимание при изучении круговорота углерода в северных экосистемах и роли в нем природных вод. На сегодняшний день большинство исследований, в которых отмечается роль CO_2 почвенного происхождения в динамике его концентрации в водотоках, основаны на косвенных доказательствах [91]. Существует лишь несколько эмпирических исследований, которые подтверждают данное предположение [31, 55], но полностью количественно оценить его лишь предстоит.

Для экосистем, функционирующих при участии ММП, одним из актуальных вопросов является происхождение высвобождающегося из водных систем CO_2 . В последних работах, основанных на изотопных методах, показано, что >80% всего углерода во внутренних водах в криогенных экосистемах имело современный возраст. Лишь на участках, где наблюдалась существенная деградация ММП, доля “древнего” углерода составляла >50%. При этом РНУ (CO_2 и CH_4) был моложе, чем РОУ [33].

На общем фоне явного преобладания водных экосистем, выступающих источником диоксида углерода в атмосферу, обнаружено, что ряд арктических озер в летний период выступают как поглотители CO_2 [107]. Природа данного явления оказалась не очень понятна, с учетом того, что данные озера содержали высокие концентрации РОУ. Изучение таких нестандартных объектов может пролить свет на причинно-следственные связи в геохимии углерода в арктических системах.

В последних обобщающих работах указывается на необходимость изучать гидрологический континуум: от источника (наземные экосистемы) до крупных рек и озер с особым вниманием на включение CO_2 из подземных вод в бюджет углерода всего водосбора [40, 43]. В современных работах данный континуум в основном разбит на отдельные поля исследований, занятые почвоведом, гидрологами, лимнологами и океанологами. Разрозненность таких исследований можно проследить по выходным данным литературы, используемой в данном обобщении. Совместные исследования наземных и водных экосистем необходимы, прежде всего, для понимания современного цикла углерода и его реакции на изменение климата [63]. Считаем, что роль специалистов-почвоведов в данной области должна быть усилена.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 22-24-00408 “Соединения углерода в си-

стеме почва—вода—атмосфера сопряженных ландшафтов криолитозоны Западной Сибири”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
2. *Веретенников А.В.* О содержании углекислого газа в почвенной воде заболоченных лесов Архангельской области // Почвоведение. 1968. № 10. С. 88–94.
3. *Верещагин Г.Ю.* Методы полевого гидрохимического анализа в их применении к гидрологической практике. Л.: Изд-во гос. гидрологического ин-та, 1930.
4. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука, 1990. 261 с.
5. *Зайдельман Ф.Р., Кожевин П.А., Шваров А.П., Павлова Е.Б., Горленко М.В.* Влияние разных способов пескования на биологическую активность и элементы газового режима осушенных торфяных почв // Почвоведение. 2001. № 2. С. 234–244.
6. *Минкин М.Б., Ендовицкий А.П., Калиниченко В.П.* Карбонатно-кальциевое равновесие в почвенных растворах. М.: ТСХА, 1995. 210 с.
7. *Наумов А.В.* Болота как источник парниковых газов на территории Западной Сибири // Эмиссия и сток парниковых газов на территории Северной Евразии. Пушино, 2003. С. 86–87.
8. *Наумов А.В.* Дыхание почв: составляющие, экологические функции, географические закономерности. Новосибирск: Изд-во СОРАН, 2009. 208 с.
9. *Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Демин В.В., Заварзина А.Г.* Вынос углерода атмосферными осадками из почв таежной зоны // Эмиссия и сток парниковых газов на территории Северной Евразии. Пушино, 2000. С. 72–73.
10. *Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Суханова Н.И.* Химия почв. М.: Высш. шк., 2005. 558 с.
11. *Пипко И.И., Пугач С.П., Савичев О.Г., Репина И.А., Шахова Н.Е., Моисеева Ю.А., Барсков К.В., Сергиенко В.И., Семилетов И.П.* Динамика растворенного неорганического углерода и потоков CO₂ между водой и атмосферой в главном русле реки Обь // Доклады АН. 2019. Т. 484. № 6. С. 691–697.
12. *Понизовский А.А., Пинский Д.Л., Воробьева Л.А.* Химические процессы и равновесия в почвах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
13. *Ремезов Н.П.* О процессе образования подзолистого горизонта // Почвоведение. 1947. № 5. С. 265–276.
14. *Рысков Я.Г., Рыскова Е.А., Кудяров В.Н.* Вынос свободной растворенной углекислоты реками с территории России // Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии. Пушино, 2004. С. 141–146.
15. *Смагин А.В.* Абиотическое поглощение газов органическими почвами // Почвоведение. 2007. № 12. С. 1482–1488.
16. *Смагин А.В.* Газовая фаза почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 301 с.
17. *Смагин А.В., Суранов А.В., Садовникова Н.Б., Кокорева А.А., Исаева А.В., Беляева Е.А.* Балансовая оценка динамики диоксида углерода в почве больших лизиметров МГУ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17: Почвоведение. 2021. № 3. С. 38–44.
18. *Шилова Е.И., Крейер К.Г.* Углекислота почвенного раствора и ее роль в почвообразовании // Почвоведение. 1957. № 7. С. 65–72.
19. *Ястребов М.Т.* II. Содержание CO₂, O₂ и H₂ в почвенном воздухе и почвенно-грунтовой воде поймы реки Клязьмы // Почвоведение. 1956. № 4. С. 89–96.
20. *Abril G., Bouillon S., Darchambeau F., Teodoru C.R., Marwick T.R., Tammooh F., Omengo F.O., Geeraert N., Deirmendjian L., Polsenaere P., Borges A.V.* Technical Note: Large overestimation of pCO₂ calculated from pH and alkalinity in acidic, organic-rich freshwaters // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 67–78. <https://doi.org/10.5194/bg-12-67-2015>
21. *Aho K., Cawley K., DelVecchia A., Stanley E., Raymond P.* Dissolved greenhouse gas concentrations derived from the NEON dissolved gases in surface water data product (DP1.20097.001). Ver. 1. Environmental Data Initiative. 2021. <https://doi.org/10.6073/pasta/47d7cb6d374b6662cce98e42122169f8>
22. *Algesten G., Sobek S., Bergström A.-K., Ågren A., Tranvik L.J., Jansson M.* Role of lakes for organic carbon cycling in the boreal zone // Glob. Change Biol. 2003. V. 10. P. 141–147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2003.00721.x>
23. *Bastviken D., Sundgren I., Natchimuthu S., Reyier H., Gålfalk M.* Technical note: cost-efficient approaches to measure carbon dioxide (CO₂) fluxes and concentrations in terrestrial and aquatic environments using mini loggers // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 3849–3859. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3849-2015>
24. *Billett M.F., Moore T.R.* Supersaturation and evasion of CO₂ and CH₄ in surface waters at Mer Bleue peatland // Canada. Hydrol. Process. 2008. V. 22. P. 2044–2054. <https://doi.org/10.1002/hyp.6805>
25. *Butler J.N.* Carbon dioxide equilibria and their applications. Addison-Wesley: Reading Mass, 1982. P. 1–40.
26. *Casper P., Maberly S.C., Hall G.H., Finlay B.J.* Fluxes of methane and carbon dioxide from a small productive lake to the atmosphere // Biogeochemistry. 2000. V. 49. P. 1–19. <https://doi.org/10.1023/A:1006269900174>
27. *Cole J.J., Caraco N.F., Kling G.W., Kratz T.K.* Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of the

- lakes // *Science*. 1994. V. 265 P. 1568–1570.
<https://doi.org/10.1126/science.265.5178.1568>
28. *Cole J.J., Prairie Y.T.* Encyclopedia of Inland Waters. Dissolved CO₂. N.Y.: Acad. Press, 2009. P. 30–34.
<https://doi.org/10.1016/B978-012370626-3.00091-0>
 29. *Cole J.J., Prairie Y.T., Caraco N.F., McDowell W.H., Tranvik L.J., Striegl R.G., Duarte C.M., Kortelainen P., Downing J.A., Middelburg J.J.* Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget // *Ecosystems*. 2007. V. 10. P. 172–185.
<https://doi.org/10.1007/s10021-006-9013-8>
 30. *Coyne P.I., Kelley J.J.* Carbon dioxide partial pressures in arctic surface waters // *Limnol. Oceanogr.* 1974. V. 19. P. 928–938.
<https://doi.org/10.4319/lo.1974.19.6.0928>
 31. *Crawford J.T., Lottig N.R., Stanley E.H., Walker J.F., Hanson P.C., Finlay J.C., Striegl R.G.* CO₂ and CH₄ emissions from streams in a lake-rich landscape: patterns, controls, and regional significance // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2014. V. 28. P. 197–210.
<https://doi.org/10.1002/2013GB004661>
 32. *Cresser M., Edwards A.* Acidification of Freshwaters. Cambridge University Press, Cambridge, 1987. 132 p.
 33. *Dean J.F., Meisel O.H., Rosco M.M., Marchesini L.B., Garnett M.H., Lenderink H., Van Logtestijn R., Borges A.V. et al.* East Siberian Arctic inland waters emit mostly contemporary carbon // *Nat. Commun.* 2020. V. 11. P. 1627.
<https://doi.org/10.1038/s41467-020-15511-6>
 34. *Del Giorgio P.A., Cole J.J., Caraco N.F., Peters R.H.* Linking planktonic biomass and metabolism to net gas fluxes in northern temperate lakes // *Ecology*. 1999. V. 80. P. 1422–1431. [1422: LPBAMT]2.0.CO;2
[https://doi.org/10.1890/0012-9658\(1999\)080](https://doi.org/10.1890/0012-9658(1999)080)
 35. *Denfeld B.A., Kortelainen P., Rantakari M., Sobek S., Weyhenmeyer G.A.* Regional Variability and Drivers of Below Ice CO₂ in Boreal and Subarctic Lakes // *Ecosystems*. 2015. V. 19. P. 461–476.
<https://doi.org/10.1007/s10021-015-9944-z>
 36. *Dickson A.G.* Guide to best practices for ocean acidification research and data reporting. The carbon dioxide system in seawater: equilibrium chemistry and measurements // Publications Office of the European Union, 2010. P. 17–40.
 37. *Dickson A.G., Sabine C.L., Christian J.R.* (Eds.). Guide to best practices for ocean CO₂ measurements. PICES Special Publication 3, 2007. 191 p.
 38. *Dinsmore K.J., Billett M.F., Skiba U.M., Rees R.M., Drewer J., Helfter C.* Role of the aquatic pathway in the carbon and greenhouse gas budgets of a peatland catchment // *Global Change Biology*. 2010. V. 16. P. 2750–2762.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02119.x>
 39. *Duarte C.M., Prairie Y.T.* Prevalence of heterotrophy and atmospheric CO₂ emissions from aquatic ecosystems // *Ecosystems*. 2005. V. 8. P. 862–870.
<https://doi.org/10.1007/s10021-005-0177-4>
 40. *Duvert C., Butman D.E., Marx A., Ribolzi O., Hutley L.B.* CO₂ evasion along streams driven by groundwater inputs and geomorphic controls // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11. P. 813–818.
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0245-y>
 41. *Dyson K.E., Billett M.F., Dinsmore K.J., Harvey F., Thomson A.M., Piirainen S., Kortelainen P.* Release of aquatic carbon from two peatland catchments in E. Finland during the spring snowmelt period // *Bio-geochemistry*. 2011. V. 103(1/3). P. 125–142.
<http://www.jstor.org/stable/41490440>
 42. *Frankignoulle M., Borges A., Biondo R.* A new design of equilibrator to monitor carbon dioxide in highly dynamic and turbid environments // *Water Res.* 2001. V. 35(5). P. 1344.
[https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(00\)00369-9](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(00)00369-9)
 43. *Gareis J.A.L., Lesack L.F.W.* Ice-out and freshet fluxes of CO₂ and CH₄ across the air–water interface of the channel network of a great Arctic delta, the Mackenzie // *Polar Res.* 2020. V. 39. P. 3528.
<https://doi.org/10.33265/polar.v39.3528>
 44. *Giesler R., Lyon S.W., Mörth C.-M., Karlsson J., Karlsson E.M., Jantze E.J., Destouni G., Humborg C.* Catchment-scale dissolved carbon concentrations and export estimates across six subarctic streams in northern Sweden // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. P. 525–537.
<https://doi.org/10.5194/bg-11-525-2014>
 45. *Golub M., Desai A.R., McKinley G.A., Remucal C.K., Stanley E.H.* Large uncertainty in estimating pCO₂ from carbonate equilibria in lakes // *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2017. V. 122. P. 2909–2924.
<https://doi.org/10.1002/2017JG003794>
 46. *Grace J., Malhi Y.* Carbon dioxide goes with the flow // *Nature*. 2002. 416, 594.
<https://doi.org/10.1038/416594b>
 47. *Halbedel S.* Protocol for CO₂ sampling in waters by the use of the headspace equilibration technique, based on the simple gas equation; second update // *Protocol Exch.* 2015. V. 10. P. 1709–1727.
<https://doi.org/10.1038/protex.2015.085>
 48. *Hamilton J.D., Kelly C.A., Rudd J.W.M., Hesslein R.H., Roulet N.T.* Flux to the atmosphere of CH₄ and CO₂ from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs) // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 1495–1510.
 49. *Hastie A., Lauerwald R., Weyhenmeyer G., Sobek S., Verpoorter C., Regnier P.* CO₂ evasion from boreal lakes: revised estimate, drivers of spatial variability, and future projections // *Glob. Change Biol.* 2017. V. 24. P. 711–728.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13902>
 50. *Hope D., Billett M.F., Cresser M.S.* A review of the export of carbon in river water: fluxes and processes // *Environ. Pollut.* 1994. V. 84. P. 301–324.
[https://doi.org/10.1016/0269-7491\(94\)90142-2](https://doi.org/10.1016/0269-7491(94)90142-2)
 51. *Hope D., Dawson J.J.C., Cresser M.S., Billett M.F.* A method for measuring free CO₂ in upland streamwater using headspace analysis // *J. Hydrol.* 1995. V. 166. P. 1–14.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02628-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02628-0)

52. *Hope D., Kratz T.K., Riera J.L.* Relationship between $p\text{CO}_2$ and dissolved organic carbon in Northern Wisconsin lakes // *J. Environ. Qual.* 1996. V. 25(6). P. 1442–1445.
<https://doi.org/10.2134/jeq1996.00472425002500060039x>
53. *Hope D., Palmer S.M., Billett M.F., Dawson J.J.C.* Carbon dioxide and methane evasion from a temperate peatland stream // *Limnol. Oceanogr.* 2001. V. 46. P. 847–857.
<https://doi.org/10.4319/lo.2001.46.4.0847>
54. *Hope D., Palmer S.M., Billett M.F., Dawson J.J.C.* Variations in dissolved CO_2 and CH_4 in a first-order stream and catchment: an investigation of soil–stream linkages // *Hydrol. Process.* 2004. V. 18. P. 3255–3275.
<https://doi.org/10.1002/hyp.5657>
55. *Hotchkiss E.R., Hall R.O., Sponseller R.A., Butman D., Klaminder J., Laudon H., Rosvall M., Karlsson J.* Sources of and processes controlling CO_2 emissions change with the size of streams and rivers // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. P. 696–699.
<https://doi.org/10.1038/ngeo2507>
56. *Hunt C.W., Salisbury J.E., Vandemark D.* Contribution of non-carbonate anions to total alkalinity and overestimation of $p\text{CO}_2$ in New England and New Brunswick rivers // *Biogeosciences.* 2011. V. 8. P. 3069–3076.
<https://doi.org/10.5194/bg-8-3069-2011>
57. *Hutchins R.H.S., Prairie Y.T., Del-Giorgio P.A.* Large-scale land-landscape drivers of CO_2 , CH_4 , DOC, and DIC in boreal river networks // *Global Biogeochem. Cycles.* 2019. V. 33. P. 125–142.
<https://doi.org/10.1029/2018GB006106>
58. *Johnson M.S., Billett M.F., Dinsmore K.J., Wallin M., Dyson K.E., Jassal R.S.* Direct and continuous measurement of dissolved carbon dioxide in freshwater aquatic systems-method and applications // *Ecohydrology.* 2010. V. 3. P. 68–78.
<https://doi.org/10.1002/eco.95>
59. *Jones J.B., Stanley E.H., Mulholland P.J.* Long-term decline in carbon dioxide supersaturation in rivers across the contiguous United States // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. P. 1495.
<https://doi.org/10.1029/2003GL017056>
60. *Jones J.B.J., Mulholland P.J.* Influence of drainage basin topography and elevation on carbon dioxide and methane supersaturation of stream water // *Biogeochemistry.* 1998. V. 40. P. 57–72.
<https://doi.org/10.1023/A:1005914121280>
61. *Jonsson A., Karlsson J., Jansson M.* Sources of carbon dioxide supersaturation in clearwater and humic lakes in northern Sweden // *Ecosystems.* 2003. V. 6. P. 224–235.
<https://doi.org/10.1007/s10021-002-0200-y>
62. *Karlsson J., Christensen T.R., Crill P., Förster J., Hammarlund D., Jackowicz-Korczynski M., Kokfelt U., Roehm C., Rosén P.* Quantifying the relative importance of lake emissions in the carbon budget of a subarctic catchment // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. G03006.
<https://doi.org/10.1029/2010JG001305>
63. *Karlsson J., Serikova S., Vorobyev S.N., Rocher-Ros G., Denfeld B., Pokrovsky O.S.* Carbon emission from Western Siberian inland waters // *Nat. Commun.* 2021. V. 12. P. 825.
<https://doi.org/10.1038/s41467-021-21054-1>
64. *Kelly C.A., Fee E., Ramlal P.S., Rudd J.W.M., Hesslein R.H., Anema C., Schindler E.U.* Natural variability of carbon dioxide and net epilimnetic production in the surface waters of boreal lakes of different sizes // *Limnol. Oceanogr.* 2001. V. 46. P. 1054–1064.
65. *Klaus M., Seekell D.A., Lidberg W., Karlsson J.* Evaluations of Climate and Land Management Effects on Lake Carbon Cycling Need to Account for Temporal Variability in CO_2 Concentrations // *Global Biogeochem. Cycles.* 2019. V. 33. P. 243–265.
<https://doi.org/10.1029/2018GB005979>
66. *Kling G.W., Kipphut G.W., Miller M.C.* Arctic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets // *Science.* 1991. V. 251(4991). P. 298–301.
<https://doi.org/10.1126/science.251.4991.29817733287>
67. *Kling G.W., Kipphut G.W., Miller M.C.* The flux of CO_2 and CH_4 from lakes and rivers in arctic Alaska // *Hydrobiologia.* 1992. V. 240. P. 23–36.
<https://doi.org/10.1007/BF00013449>
68. *Koprivnjak J.-F., Dillon P.J., Molot L.A.* Importance of CO_2 evasion from small boreal streams // *Global Biogeochem. Cycles.* 2010. V. 24. P. GB4003.
<https://doi.org/10.1029/2009GB003723>
69. *Kortelainen P., Rantakari M., Huttunen J.T., Mattsson T., Alm J., Juutinen S., Larmola T., Silvola J., Martikainen P.J.* Sediment respiration and lake trophic state are important predictors of large CO_2 evasion from small boreal lakes // *Glob. Change Biol.* 2006. V. 12. P. 1554–1567.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01167.x>
70. *Koschorreck M., Prairie Y.T., Kim J., Marcé R.* Technical note: CO_2 is not like CH_4 – limits of and corrections to the headspace method to analyse $p\text{CO}_2$ in fresh water // *Biogeosciences.* 2021. V. 18. P. 1619–1627.
<https://doi.org/10.5194/bg-18-1619-2021>
71. *Kratz T.K., Schindler J., Hope D., Riera J.L., Bowser C.J.* Average annual carbon dioxide concentrations in eight neighboring lakes in northern Wisconsin, USA // *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 1997. V. 26. P. 335–338.
<https://doi.org/10.1080/03680770.1995.11900729>
72. *Krickov I.V., Serikova S., Pokrovsky O.S., Vorobyev S.N., Lim A.G., Siewert M.B., Karlsson J.* Sizable carbon emission from the floodplain of Ob River // *Ecol. Indic.* 2021. V. 131. P. 108164
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.108164>
73. *Kritzberg E.S., Cole J.J., Pace M.M., Granéliet W.* Does autochthonous primary production drive variability in bacterial metabolism and growth efficiency in lakes dominated by terrestrial C inputs? // *Aquat. Microb. Ecol.* 2005. V. 38 P. 103–111.
<https://doi.org/10.3354/ame038103>

74. Lambert M., Fréchet J.L. Analytical techniques for measuring fluxes of CO₂ and CH₄ from hydroelectric reservoirs and natural water bodies // Greenhouse gas emissions – fluxes and processes. Berlin: Springer, 2005. P. 37–60.
75. Lapierre J.-F., Del Giorgio P.A. Geographical and environmental drivers of regional differences in the lake pCO₂ versus DOC relationship across northern landscapes // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. G03015. <https://doi.org/10.1029/2012JG001945>
76. Lapierre J.-F., Guillemette F., Berggren M., Del Giorgio P.A. Increases in terrestrially derived carbon stimulate organic carbon processing and CO₂ emissions in boreal aquatic ecosystems // Nat. Commun. 2013. V. 4. 2972. <https://doi.org/10.1038/ncomms3972>
77. Larsen S., Andersen T., Hessen D.O. The pCO₂ in boreal lakes: organic carbon as a universal predictor? // Global Biogeochem. Cycles. 2011. V. 25. P. GB2012. <https://doi.org/10.1029/2010GB003864>
78. Laurion I., Vincent W.F., MacIntyre S., Retamal L., Dupont C., Francus P., Pienitz R. Variability in greenhouse gas emissions from permafrost thaw ponds // Limnol. Oceanogr. 2010. V. 55. P. 115–133. <https://doi.org/10.4319/lo.2010.55.1.0115>
79. Lewis E., Wallace D.W.R. Program developed for CO₂ system calculations. Carbon dioxide information analysis center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, 1998. https://doi.org/10.3334/cdiac/otg.co2sys_dos_cdiac105
80. Liu J., Han G. Controlling factors of seasonal and spatial variation of riverine CO₂ partial pressure and its implication for riverine carbon flux // Sci. Total Environ. 2021. V. 786. P. 147332. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147332>
81. Liu S., Lu X.X., Xia X., Yang X., Ran L. Hydrological and geomorphological control on CO₂ outgassing from low-gradient large rivers: An example of the Yangtze River system // J. Hydrol. 2017. V. 550. P. 26–41. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.044>
82. Lundin E.J., Klaminder J., Bastviken D., Olid C., Hansson S.V., Karlsson J. Large difference in carbon emission – burial balances between boreal and arctic lakes // Sci. Rep. 2015. V. 5. P. 14248. <https://doi.org/10.1038/srep14248>
83. Milburn T., Beadle L.C. The Determination of Total Carbon Dioxide in Water // J. Experimental Biol. 1960. V. 37. P. 444–460.
84. Neal C., House W.A., Down K. An assessment of excess carbon dioxide partial pressures in natural waters based on pH and alkalinity measurements // Sci. Total Environ. 1998. V. 210. P. 173–185.
85. O'quist M., Wallin M., Seibert J., Bishop K., Laudon H. Dissolved inorganic carbon export across the soil/stream interface and its fate in a boreal headwater stream // Environ. Sci. Technol. 2009. V. 43. P. 7364–7369. <https://doi.org/10.1021/es900416h>
86. Odum H.T. Primary production in flowing waters // Limnol Oceanogr. 1956. V. 1. P. 102–117. <https://doi.org/10.4319/lo.1956.1.2.0102>
87. Pelletier L., Strachan I.B., Garneau M., Roulet N.T. Carbon release from boreal peatland open water pools: Implication for the contemporary C exchange // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2014. V. 110. P. 207–222. <https://doi.org/10.1002/2013JG002423>
88. Prairie Y.T. Carbocentric limnology: looking back, looking forward // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 2008. V. 65. P. 543–548. <https://doi.org/10.1139/f08-011>
89. Prairie Y.T., Bird D.F., Cole J.J. The summer metabolic balance in the epilimnion of southeastern Quebec lakes // Limnol. Oceanogr. 2002. V. 47. P. 316–321. <https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.1.0316>
90. Rantakari M., Kortelainen P., Vuorenmaa J., Mannio J., Forsius M. Finnish lake survey: the role of catchment attributes in determining nitrogen, phosphorus and organic carbon concentrations // Water Air Soil Pollut. 2004. V. 4. P. 683–699. <https://doi.org/10.1023/b:wafo.0000028387.61261.96>
91. Rasilo T., Hutchins R.H.S., Ruiz-González C., del Giorgio P.A. Transport and transformation of soil-derived CO₂, CH₄ and DOC sustain CO₂ supersaturation in small boreal streams // Sci. Total Environ. 2017. V. 579. P. 902–912. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.10.187>
92. Raudina T.V., Loiko S.V., Lim A., Manasypov R.M., Shirokova L.S., Istigechev G.I., Kuzmina D.M., Kulizhsky S.P., Vorobyev S.N., Pokrovsky O.S. Permafrost thaw and climate warming may decrease the CO₂, carbon, and metal concentration in peat soil waters of the Western Siberia Lowland // Sci. Total Environ. 2018. V. 634. P. 1004–1023. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.059>
93. Raymond P., Hartmann J., Lauerwald R., Sobek S., McDonald C., Hoover M., Butman D., Striegl R., Mayorga E., Humborg C., Kortelainen P., Dürr H., Meybeck M., Ciais P., Guth P. Global carbon dioxide emissions from inland waters // Nature. 2013. V. 503. P. 355–359. <https://doi.org/10.1038/nature12760>
94. Raymond P.A., Caraco N.F., Cole J.J. Carbon dioxide concentration and atmospheric flux in the Hudson River // Estuaries. 1997. V. 20. P. 381–390. <https://doi.org/10.2307/1352351>
95. Repo M.E., Huttunen J.T., Naumov A.V., Chichulin A.V., Lapshina E.D., Bleuten W., Martikainen P.J. Release of CO₂ and CH₄ from small wetlands lakes in western Siberia // Tellus B: Chem. Phys. Meteorol. 2007. V. 59. P. 788–796. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2007.00301.x>
96. Reuss J.P., Johnson D.W. Effect of soil processes on the acidification of water by acid deposition // J. Environ. Qual. 1985. V. 14. P. 26–31.
97. Roehm C.L., Prairie Y.T., Del Giorgio P.A. The pCO₂ dynamics in lakes in the boreal region of northern Québec, Canada // Global Biogeochem. Cycles. 2009. V. 23(3). GB3013. <https://doi.org/10.1029/2008GB003297>
98. Schwoerbel J. Handbook of Limnology. Ellis Horwood Limited. N.Y., 1987. 228 p.

99. Serikova S., Pokrovsky O.S., Ala-ho P., Kazantsev V.S. High riverine CO₂ emissions at the permafrost boundary of Western Siberia // *Nature Geosci.* 2018. V. 11. P. 825–829.
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0218-1>
100. Shirokova L., Pokrovsky O., Kirpotin S., Desmukh C., Pokrovsky B., Audry S., Viers J. Biogeochemistry of organic carbon, CO₂, CH₄ and trace elements in thermokarst water bodies in discontinuous permafrost zones of Western Siberia // *Biogeochemistry.* 2013. V. 113. P. 559–573.
<https://doi.org/10.1007/s10533-012-9790-4>
101. Sobek S., Algesten G., Bergström A.-K., Jansson M., Tranvik L.J. The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes // *Glob. Change Biol.* 2003. V. 9(4). P. 630–641.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00619.x>
102. Sobek S., Tranvik L.J., Cole J.J. Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes // *Global Biogeochem. Cycles.* 2005. V. 19. P. GB2003.
<https://doi.org/10.1029/2004GB002264>
103. Striegl R.G., Dornblaser M.M., McDonald C.P., Rover J.R., Stets E.G. Carbon dioxide and methane emissions from the Yukon River system // *Global Biogeochem. Cycles.* 2012. V. 26. P. GB0E05.
<https://doi.org/10.1029/2012GB004306>
104. Striegl R.G., Kortelainen P., Chanton J.P., Wickland K.P., Bugna G.C., Rantakari M. Carbon dioxide partial pressure and ¹³C content of north temperate and boreal lakes at spring ice melt // *Limnol. Oceanogr.* 2001. V. 46. P. 941–945.
<https://doi.org/10.4319/lo.2001.46.4.0941>
105. Stumm W., Morgan J.J. *Aquatic Chemistry.* N.Y.: John Wiley & Sons, 1981. 780 p.
106. Takahashi T., Sutherland S.C., Sweeney C., Poisson A., Metz N., Tilbrook B., Bates N., Wanninkhof R., Feely R., Sabine C., Olafsson J., Nojiri Y. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects // *Deep-Sea Res. II.* 2002. V. 49. P. 1601–1622.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00003-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00003-6)
107. Tank S.E., Lesack L.F.W., Hesslein R.H. Northern delta lakes as summertime CO₂ absorbers within the Arctic landscape // *Ecosystems.* 2009. V. 12. P. 144–157.
<https://doi.org/10.1007/s10021-008-9213-5>
108. Teodoru C.R., del Giorgio P.A., Prairie Y.T., Camire M. Patterns in pCO₂ in boreal streams and rivers of northern Quebec, Canada // *Global Biogeochem. Cycles.* 2009. V. 23. P. GB2012.
<https://doi.org/10.1029/2008GB003404>
109. Thellman A.N. Groundwater reservoirs as a source for greenhouse gas emissions to the atmosphere BIOS 35502: Practicum in Environmental Field Biology Mentors. 2016.
110. Tranvik L.J., Cole J.J., Prairie Y.T. The study of carbon in inland waters—from isolated ecosystems to players in the global carbon cycle // *Limnol. Oceanogr. Lett.* 2018. V. 3. P. 41–48.
<https://doi.org/10.1002/lol2.10068>
111. Tranvik L.J., Downing J.A., Cotner J.B., Loiselle S.A., Striegl R.G., Ballatore T.J., Dillon P. et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // *Limnol. Oceanogr.* 2009. V. 54(6). Part 2. P. 2298–2314.
https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298
112. UNESCO/IHA: GHG measurement guidelines for freshwater reservoirs. London: International Hydro-power Association, 2010. 138 p.
113. Vachon D., Prairie Y.T., Guillemette F., del Giorgio P.A. Modeling allochthonous dissolved organic carbon mineralization under variable hydrologic regimes in boreal lakes // *Ecosystems.* 2016. V. 20. P. 781–795.
<https://doi.org/10.1007/s10021-016-0057-0>
114. Vonk J.E., Tank S.E., Bowden W.B., Laurion I., Vincent W.F., Alekseychik P., Amyot M., Billet M.F. et al. Reviews and syntheses: Effects of permafrost thaw on Arctic aquatic ecosystems // *Biogeosciences.* 2015. V. 12. P. 7129–7167.
<https://doi.org/10.5194/bg-12-7129-2015>
115. Wallin M.B., Löfgren S., Erlandsson M., Bishop K. Representative regional sampling of carbon dioxide and methane concentrations in hemiboreal headwater streams reveal underestimates in less systematic approaches // *Global Biogeochem. Cycles.* 2014. V. 28. P. 465–479.
<https://doi.org/10.1002/2013GB004715>
116. Wang Z.A., Bienvenu D.J., Mann P.J., Hoering K.A., Poulsen J.R., Spencer R.G.M., Holmes R.M. Inorganic carbon speciation and fluxes in the Congo River // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 511–516.
<https://doi.org/10.1002/grl.50160>
117. Wetzel R.G., Likens G.E. *Limnological Analysis.* N.Y.: Springer-Verlag, 1991. 391 p.
<https://doi.org/10.1002/rrr.3450070410>
118. Weyhenmeyer G.A., Kosten S., Wallin M.B., Tranvik L.J., Jeppesen E., Roland F. Significant fraction of CO₂ emissions from boreal lakes derived from hydrological inorganic inputs // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. P. 933–936.
<https://doi.org/10.1038/NGEO2582>
119. Whitfield C.J., Seabert T.A., Aherne J., Watmough S.A. Carbon dioxide supersaturation in peatland waters and its contribution to atmospheric efflux from downstream boreal lakes // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. G04040.
<https://doi.org/10.1029/2010JG001364>
120. Worrall F., Burt T., Adamson J. Fluxes of dissolved carbon dioxide and inorganic carbon from an upland peat catchment: implications for soil respiration // *Biogeochemistry.* 2005. V. 73. P. 515–539.
<http://www.jstor.org/stable/20055216>
121. Yoon T.K., Jin H., Oh N.-H., Park J.-H. Technical note: Applying equilibration systems to continuous measurements of pCO₂ in inland waters // *Biogeosciences.* 2016. V. 13. P. 3915–3930.
<https://doi.org/10.5194/bg-13-3915-2016>

Carbon Dioxide in Soil, Ground and Surface Waters of the Northern Regions: Role, Sources, Test Methods (a Review)

O. Yu. Goncharova^{1, *}, M. V. Timofeeva^{1, 2}, and G. V. Matyshak¹

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

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

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

Modern research proves the need to include waterbodies in regional and global models of carbon exchange. The concentration of carbon dioxide in surface waters is generally higher than equilibrium with a partial atmospheric pressure of 400 μatm allows. The study of the functioning and regional role of aquatic systems, especially regard to inorganic carbon dynamics, is insufficient, especially in circumboreal regions. The review highlights the theoretical foundations and relevance of studies of dissolved carbon dioxide; methodological approaches in assessing this indicator, as well as the role of dissolved CO_2 in natural waters of boreal and arctic regions. Soil organic matter and dissolved carbon dioxide are the main sources of CO_2 in surface waters, but this contribution has not yet been quantified. This is due to the underestimation of the abiotic aspects of soil gas exchange, the absolute predominance of studies of gas exchange at the soil-atmosphere interface without taking into account the interaction with groundwater, as well as methodological difficulties in measuring gas concentrations in soil-ground and surface waters. Instrumental measurement methods are not standardized, and the calculated ones have very high systematic and analytical errors. The conclusion points to the need to study the hydrological continuum: from source (terrestrial ecosystems) to large rivers and lakes, with particular attention to the incorporation of CO_2 from groundwater into the carbon budget of the entire watershed.

Keywords: dissolved CO_2 , arctic and boreal regions, surface waters, soil-ground waters, calcium carbonate equilibrium, carbon fluxes, carbon cycle

УДК 631.4

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВОДОУСТОЙЧИВЫХ СТРУКТУРНЫХ ОТДЕЛЬНОСТЕЙ ТИПИЧНОГО ЧЕРНОЗЕМА В КОНТРАСТНЫХ ВАРИАНТАХ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ

© 2023 г. З. С. Артемьева^а, *, Э. П. Зазовская^б, Е. С. Засухина^с, Е. В. Цомаева^а^аПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия^бИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия^сФедеральный исследовательский центр “Информатика и управление” РАН, ул. Вавилова, 44, корп. 2, Москва, 119333 Россия

*e-mail: artemyevazs@mail.ru

Поступила в редакцию 08.09.2022 г.

После доработки 07.11.2022 г.

Принята к публикации 08.11.2022 г.

Представлены данные по изотопному составу углерода (С) разных пулов органического вещества (ОВ) в водоустойчивых структурных отдельностях (макро- и свободных микроагрегатах) типичного чернозема под степью и длительным чистым паром. Фракционирование ^{13}C на отдельных этапах формирования пулов ОВ является относительно постоянным, независимо от уровня структурной организации. Это демонстрирует представленная концептуальная схема, позволяющая количественно оценить потоки С в системе агрегат/пул ОВ. Выявлено, что основные потоки С в пулах ОВ идут от свободного ОВ (ЛФ_{СВ}) к фракции остатка через микроагрегаты внутри водоустойчивых структурных отдельностей (мВСА), компонентами которых являются агрегированное ОВ (ЛФ_{АГР}) и илистая фракция (ил). С большой долей вероятности С перемещается из макроагрегатов (ВСА_{ма}) в свободные микроагрегаты (ВСА_{ми}). Большая вероятность потока С во фракцию остатка из мВСА по сравнению с прямыми потоками С из ЛФ_{АГР} и ила свидетельствует в пользу гипотезы о том, что фракция остатка представлена в большей степени разрушенными частями/осколками разрушенных мВСА размером 50–1 мкм. Вне зависимости от размера в ВСА имеется лабильное ОВ в составе мВСА, наряду с ЛФ_{СВ} (только в макроагрегатах) и стабильное ОВ (фракция остатка). Лабильное ОВ (ЛФ_{АГР} и ил) внутри ВСА_{ми} характеризуется более легким изотопным составом С, следовательно, меньшей степенью микробиологической переработки по сравнению с таковым мВСА внутри ВСА_{ма}, что является следствием его лучшей физической защиты от микробных атак. Однако наиболее стабильный пул ОВ, сосредоточенный во фракции остатка внутри ВСА_{ми} обогащен ^{13}C по сравнению с таковым в ВСА_{ма}. Учитывая, что фракция остатка определяет общий изотопный состав С в ВСА, ОВ свободных микроагрегатов в целом характеризуется большей степенью микробиологической переработки по сравнению с таковым макроагрегатов. Свободные микроагрегаты – это части дезинтегрированных макроагрегатов.

Ключевые слова: водоустойчивая структура, грануло-денсиметрическое фракционирование, стабилизации углерода, потоки углерода, $\delta^{13}\text{C}$

DOI: 10.31857/S0032180X22601098, **EDN:** HBLHJT

ВВЕДЕНИЕ

Органическое вещество (ОВ) почвы является крупнейшим резервуаром органического углерода (С) на суше [31]. Стабилизация и дестабилизация ОВ в почве имеют решающее значение для глобального цикла С. В условиях современных климатических вызовов глубокое понимание механизмов стабилизации ОВ в почве может иметь ключевое значение для прогнозирования поведения С в почве и его обратной связи с климатом [45]. Под физической стабилизацией ОВ в почве понимают его защиту от минерализации, которая,

в первую очередь, обеспечивается агрегатами. Положительное влияние агрегирования на аккумуляцию углерода в почве отмечается во многих работах [1, 22, 29, 37, 43, 44, 49, 53].

Анализ стабильных изотопов С ($\delta^{13}\text{C}$) является мощным инструментом для оценки оборота ОВ в почве, в том числе на разных иерархических уровнях организации почвенной массы [12, 16, 27, 32, 38], а также оценки степени его разложения [35]. ОВ почвы, в основном, происходит из тканей растений, которые имеют определенную изотопную сигнатуру, возникающую из-за разли-

чий в путях фотосинтетической ассимиляции С. Процессы разложения ОВ напрямую зависят от его локализации в почвенной матрице [3]. Соответственно, стабилизация С в разных пулах ОВ приводит к фракционированию ^{13}C и, следовательно, к различным значениям $\delta^{13}\text{C}$. В качестве основных причин такого фракционирования рассматриваются микробный метаболизм (стабилизация органических материалов после прохождения одного или нескольких циклов микробной утилизации) и субстратные эффекты (предпочтительная стабилизация органических соединений с легким или тяжелым $\delta^{13}\text{C}$).

Связь обогащенности тяжелым изотопом ^{13}C с методами физического фракционирования ОВ успешно использовалась некоторыми авторами для оценки количественных изменений содержания С в различных гранулометрических фракциях почвы [12, 17, 26, 27, 32, 38]. Однако ОВ почвы — очень сложная система, состоящая из разных фракций, характеризующихся различными физическими и химическими свойствами, устойчивостью к разложению микробиотой и временем оборота [31]. Поэтому для корректной оценки динамики ОВ необходимо различать фракции не только по размеру, но и функционально разные фракции ОВ почвы [6, 21]. Более того, Балесдент [15] прямо указывает на важность и необходимость исследования изотопного состава С для изучения природы пулов ОВ почвы. Это может быть достигнуто путем фракционирования ОВ по размеру и плотности [1, 19, 24].

Комбинация методов фракционирования ОВ с техникой естественной обогащенности тяжелым изотопом ^{13}C предлагает информативный подход для изучения особенностей стабилизации углерода в почве, которые сложно обнаружить с помощью традиционных методологий [12, 21, 26, 32]. Изучение изотопного состава пулов ОВ, локализованных в структурных отдельностях разного размера, может способствовать более глубокому пониманию механизмов физической стабилизации ОВ.

Цель работы — изучение изотопного состава С пулов ОВ водоустойчивых структурных отдельностей (макро- и свободных микроагрегатов), выделенных из воздушно-сухих агрегатов (2–1 мм) типичного чернозема в условиях контрастного земледользования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект исследования — типичный чернозем в условиях контрастных вариантов использования: степь (Центрально-Черноземный государственный биосферный заповедник “Стрелецкая степь” Курская область) и длительный (52 года) чистый бессменный пар без удобрений (Курский НИИ

агропромышленного производства) (51°34′ N, 36°06′ E). Климат умеренный. Среднегодовая температура составляет 4.8–5.3°C. Среднегодовое количество осадков равно 540 мм. Почвы — среднесуглинистый типичный чернозем [7], согласно международной классификации *Haplic Chernozem (Loamic, Pachic)* [52] на лёссовых отложениях с содержанием ила (<1 мкм) 18.4–22.9%, пыли (50–1 мкм) 69–70%, песка (50–2000 мкм) 8–12%, $\text{C}_{\text{орг}}$ 2.6–4.8%, $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 6.8–6.9. Образцы отбирали с каждого варианта опыта в трехкратной повторности.

После сухого просеивания всего почвенного образца получили следующие фракции: >10, 10–7, 7–5, 5–3, 3–2, 2–1, 1–0.5, 0.5–0.25, <0.25 мм. Далее мокрому просеиванию подвергали воздушно-сухие агрегаты размером 2–1 мм. Выбор агрегатов данного размера обусловлен их наибольшим вкладом в $\text{C}_{\text{общ}}$ почвы [8].

Для выделения пулов ОВ применяли модифицированный вариант грануло-денсиметрического фракционирования, полная схема которого представлена ранее [11]. Схема позволяет выделить четыре пула ОВ: неагрегированное, свободное ($\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$), агрегированное ($\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$), ил и остаток.

Содержание углерода (С) и азота (N) в грануло-денсиметрических фракциях определяли методом каталитического сжигания на анализаторе *TOC Analyzer (Shimadzu, Япония)*. Все измерения выполняли в трехкратной повторности.

Измерение изотопного отношения тяжелого изотопа к легкому ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) проводили на комплексе оборудования, состоящем из элементного *CHNS анализатора (vario Isotope Select Elementar, Германия)* и изотопного масс-спектрометра (*precision IRMS Elementar, Великобритания*) в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН.

Изотопный состав углерода ОВ выражали в тысячных долях отклонения от международного эталона (νPDB), δ (‰):

$$\delta X_{\text{образец}} = [(R_{\text{образец}} - R_{\text{стандарт}}) / R_{\text{стандарт}}] \times 1000,$$

где X — это элемент (С), а R — молярное соотношение изотопов в анализируемом образце и эталоне. В эталонах $\delta^{13}\text{C} = 0$. Образцы анализировали относительно референтного газа (CO_2), откалиброванного по стандартам МАГАТЭ.

Статистическую обработку результатов проводили с использованием статистического пакета *Microsoft Excel 2010 (Microsoft Corporation, США)*. Выбранный уровень значимости $p < 0.05$.

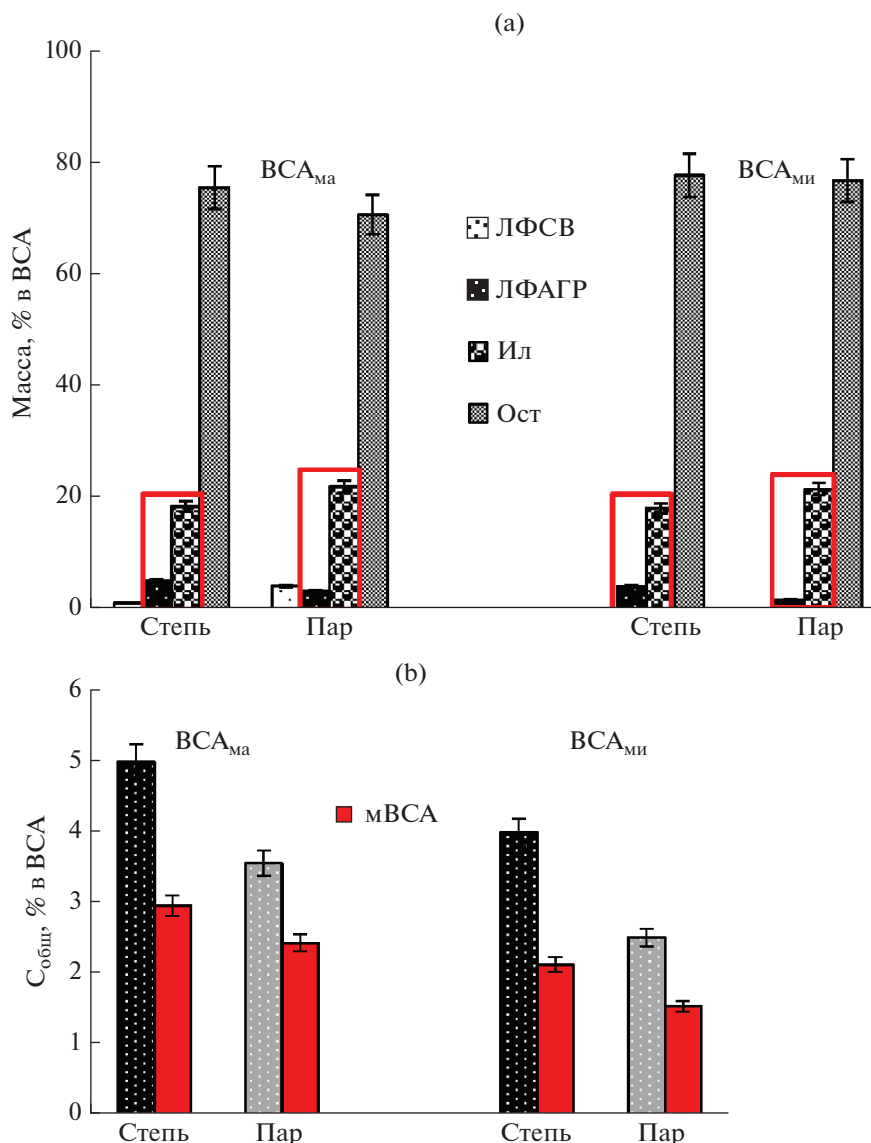


Рис. 1. Распределение компонентов в водоустойчивых макро- и свободных микроагрегатах (BSA) (a) и содержание C в них (% в BSA) (b) в типичном черноземе контрастных вариантов земледельческого использования. Здесь и далее: BSA_{ма} – макро- (2–1 мм) и BSA_{ми} – свободные микроагрегаты (<0.25 мм); свободное ОВ (ЛФ_{CB}) – легкая фракция (плотность <1.8 г/см³); агрегированное ОВ (ЛФ_{АГР}) – легкая фракция (плотность <1.8 г/см³); ил – илистая фракция (<1 мкм); ОВ фракции остатка (Ост); мBSA – микроагрегаты внутри водоустойчивых структурных отдельных (BSA), неустойчивые к воздействию ультразвука.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Водоустойчивые структурные отдельные (макро- (2–1 мм) и свободные микроагрегаты (<0.25 мм)). Аналитические данные выявили практически полную однотипность компонентного состава водоустойчивых структурных отдельных различного размера, выделенных из воздушно-сухих агрегатов размером 2–1 мм (степь) (рис. 1a). И в макро-, и в свободных микроагрегатах выделяются неустойчивые (мBSA) и устойчивые (остаток) в УЗ-поле микроагрегаты. Это согласуется с лите-

ратурными данными об отсутствии значительных различий в составе водоустойчивых макро- и микроагрегатов [41].

Единственное, но очень важное различие – это ЛФ_{CB}, которое присутствует лишь в макроагрегатах (1.1% на массу BSA_{ма}), в свободных микроагрегатах обнаружены только его следы, что согласуется с литературными данными [10, 43]. Поэтому практически полное отсутствие свободного ОВ в BSA_{ми} предполагает, преимущественно, лишь дальнейшее микробиологическое разложе-

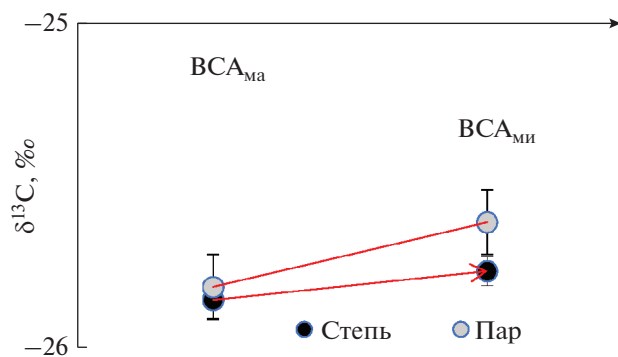


Рис. 2. Величина $\delta^{13}\text{C}$ (‰) в водоустойчивых структурных отдельностях разного размера (макро- ($\text{BCA}_{\text{ма}}$) и свободных микроагрегатах ($\text{BCA}_{\text{ми}}$)) контрастных вариантов земледельческого использования.

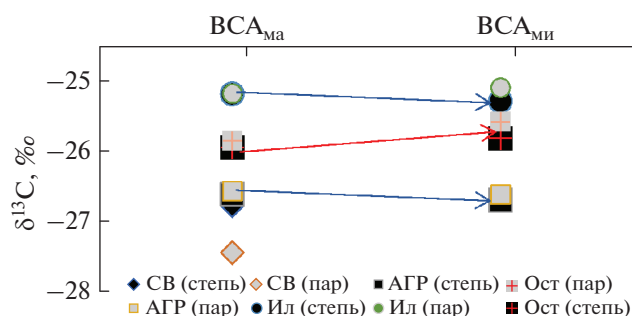


Рис. 3. Величина $\delta^{13}\text{C}$ (‰) пулов ОВ в водоустойчивых макро- ($\text{BCA}_{\text{ма}}$) и свободных микроагрегатах ($\text{BCA}_{\text{ми}}$) контрастных вариантов земледельческого использования.

ние $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ внутри $\text{мBCA}_{\text{ми}}$ без возможности пополнения этого пула ОВ за счет $\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$. Наряду с практически идентичным составом структурных отдельностей, вне зависимости от их размера это позволяет предполагать, что свободные микроагрегаты являются частями/осколками разрушенных макроагрегатов [10, 25, 27, 28, 36, 41, 42, 44].

Особое внимание следует обратить на неустойчивые микроагрегаты внутри структурных отдельностей (мBCA). Несмотря на то, что их доля, вне зависимости от варианта земледельческого использования, составляет $\sim 1/5$ массы структурных отдельностей в целом, они стабилизируют большую часть $\text{C}_{\text{общ}}$ BCA : 59–68 (степь) и 53–61% (пар) (рис. 1b), что согласуется с данными [38].

Изотопный состав углерода. В естественных условиях (степь) величина $\delta^{13}\text{C}$ для ОВ, локализованного в BCA разного размера была выше по сравнению с таковой для почвы в целом: -25.85 ($\text{BCA}_{\text{ма}}$) и -25.77 ‰ ($\text{BCA}_{\text{ми}}$) (рис. 2), что согласуется с литературными данными [27]. Это сопровождается увеличением степени обогащенности тяжелым изотопом ^{13}C по мере уменьшения размера структурных отдельностей (рис. 3), что под-

тверждается данными [9, 16, 29, 32] и отражает отличие в доле участия молодого растительного материала в агрегатах разного размера [29]. Следовательно, более тяжелая изотопная сигнатура ОВ свободных микроагрегатов указывает на большую долю в них “старого” С. Все это, как будто, свидетельствует в пользу предположения, что $\text{BCA}_{\text{ми}}$ являются частями/осколками $\text{BCA}_{\text{ма}}$ и, следовательно, органические материалы в них должны быть переработаны в большей степени. Однако это противоречит аналитическим данным по величине отношения C/N , которая, напротив, увеличивается по мере уменьшения размера структурных отдельностей: 11.0 против 10.7 (степь). Это кажущееся противоречие удалось прояснить, изучив изотопный состав С пулов ОВ структурных отдельностей.

С одной стороны, выявлено незначительное облегчение изотопного состава С дискретного ОВ ($\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$ и $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$), наряду с ОВ ила в $\text{BCA}_{\text{ми}}$ по сравнению с $\text{BCA}_{\text{ма}}$, что свидетельствует о большей физической защите ОВ в микроагрегатах и согласуется с общепринятым мнением об увеличении устойчивости структурных отдельностей по мере уменьшения их размера [22, 48]. В таком случае ОВ в свободных микроагрегатах должно быть менее подвержено изменениям по сравнению с таковым в макроагрегатах, в том числе за счет микробиологической дискриминации ^{13}C . Следовательно, наблюдаемый более легкий изотопный состав С пулов ОВ в свободных микроагрегатах выглядит логичным. Это хорошо согласуется с увеличением величины отношения $\text{C} : \text{N}$ в них по мере уменьшения размера структурных отдельностей: 14.2 против 13.8 ($\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$), 9.5 против 9.2 (ил), а также с данными твердофазной ^{13}C ЯМР-спектроскопии, которая выявила меньшую степень разложения указанных пулов ОВ в свободных микроагрегатах по сравнению с таковыми в макроагрегатах [4].

С другой стороны, изотопный состав С фракции остатка в $\text{BCA}_{\text{ми}}$ оказался тяжелее такового в макроагрегатах. По-видимому, это является следствием некоторых различий в качественном составе ОВ данной фракции на разных уровнях структурной организации почвы. Аналитические данные по ^{13}C ЯМР-спектроскопии выявили во фракции остатка в $\text{BCA}_{\text{ми}}$ большую долю карбоксильных групп (обогащенных ^{13}C), наряду с меньшей долей алкильных фрагментов, в том числе липидов, обедненных ^{13}C [4]. Это в совокупности с большей степенью ароматичности ОВ фракции остатка в свободных микроагрегатах и, возможно, большей степенью его микробиологической переработки, и обуславливает более тяжелый изотопный состав С (то есть большую долю старого С) во фракции остатка в свободных микроагрегатах по сравнению с таковым макроагрегатов.

При этом следует учитывать, что общий изотопный состав С структурных отдельностей, аналогично почве в целом, складывается из изотопных сигнатур органических материалов во всех пулах ОВ в почве/водоустойчивых структурных отдельностях с учетом их количественного вклада (массы) [3]. Соответственно, общий изотопный состав С водоустойчивых структурных отдельностей будет определяться, преимущественно, фракцией остатка в силу ее подавляющего преобладания в почве/ВСА разного размера (рис. 4).

Поэтому, несмотря на несколько облегченный изотопный состав дискретного ОВ и ОВ илистой фракции, локализованных в ВСА_{ми} по сравнению с таковыми в ВСА_{ма}, общая изотопная сигнатура свободных микроагрегатов будет более тяжелой по сравнению с таковой макроагрегатов именно за счет более тяжелой сигнатуры ОВ фракции остаток.

Влияние варианта земледелия на изотопную сигнатуру. Сравнительный анализ изотопной сигнатуры ОВ макро- и свободных микроагрегатов в варианте пар выявил тенденцию к ее утяжелению относительно таковой варианта степь, что согласуется с литературными данными об утяжелении изотопного состава С при переводе целинных почв в сельскохозяйственное использование [24].

Аналогично варианту степь, наблюдается тенденция к утяжелению изотопного состава С по мере уменьшения размера структурных отдельностей: ВСА_{ма} (–25.81‰) < ВСА_{ми} (–25.50‰).

Следует отметить, что величина обогащенности ^{13}C ОВ оставшихся неразрушенными макроагрегатов в варианте пар очень близка к таковой варианта степь (–25.81 против –25.85‰ соответственно), что, по-видимому, является подтверждением гипотезы о высокой консервативности водоустойчивых макроагрегатов (2–1 мм) по сравнению со свободными микроагрегатами — несмотря на то, что они практически полностью исчезли из воздушно-сухих структурных отдельностей такого же размера [8].

Величины $\delta^{13}\text{C}$ для разных пулов ОВ демонстрируют незначительное, но последовательное увеличение относительно таковых варианта степь. Исключение отмечено лишь для свободного ОВ (ЛФ_{св}) макроагрегатов, чья изотопная сигнатура оказалась легче в варианте пар по сравнению с таковой варианта степь.

Более легкий изотопный состав С свободного ОВ в ВСА_{ма} варианта пар по сравнению с таковым варианта степь согласуется с некоторыми данными ^{13}C ЯМР-спектроскопии, которые свидетельствуют об уменьшении в варианте пар доли карбоксильных групп, обогащенных ^{13}C , и об увеличении долевого участия алкильных соедине-

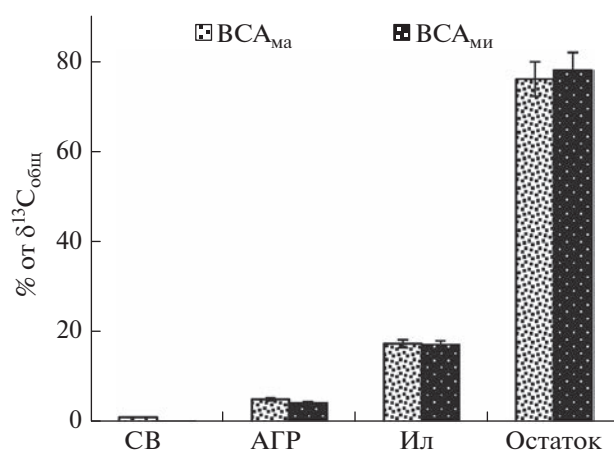


Рис. 4. Долевое участие компонентов ОВ водоустойчивых структурных отдельностей в общем уровне накопления изотопа ^{13}C (степь).

ний (обедненных ^{13}C) [4]. Это в совокупности с резким увеличением степени гидрофобности ЛФ_{св} в ВСА_{ма} в варианте пар относительно варианта степь (более чем в 2 раза) дает основание предполагать, что в ЛФ_{св} макроагрегатов варианта пар селективно сохраняются наиболее трудно разлагаемые и гидрофобные фрагменты растительного происхождения (например, лигнина) с легким изотопным составом С [4].

Модель множественной линейной регрессии для прогнозирования величины соотношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (выраженном как $\delta^{13}\text{C}$). Изотопная сигнатура ОВ складывается из соотношения разнонаправленных процессов. С одной стороны, облегчения изотопного состава С остаточного субстрата за счет относительно более низких скоростей разложения биохимических компонентов растительного материала, имеющих легкий изотопный состав С (например, лигнина), и относительно быстрого разложения более тяжелых соединений (например, полисахаридов) [39]. С другой стороны, утяжеление изотопного состава С остаточного субстрата при прохождении микробных циклов утилизации ОВ при разложении ОВ [51].

Учитывая очевидную комплексность величины отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, рассчитали модель множественной линейной регрессии для прогнозирования данного параметра в исследованных пулах ОВ, для чего воспользовались данными твердофазной ^{13}C ЯМР-спектроскопии [3, 4].

Оказалось, что наилучшая модель ($r = 0.91$), в которой все параметры были значимыми ($P < 0.05$), включала доленое участие алкильных (ALK) и ароматических (AROM) фрагментов, карбоксильных групп (CARBOX) и степень разложения органического материала DI (ALK/ Σ O-ALK) (табл. 1).

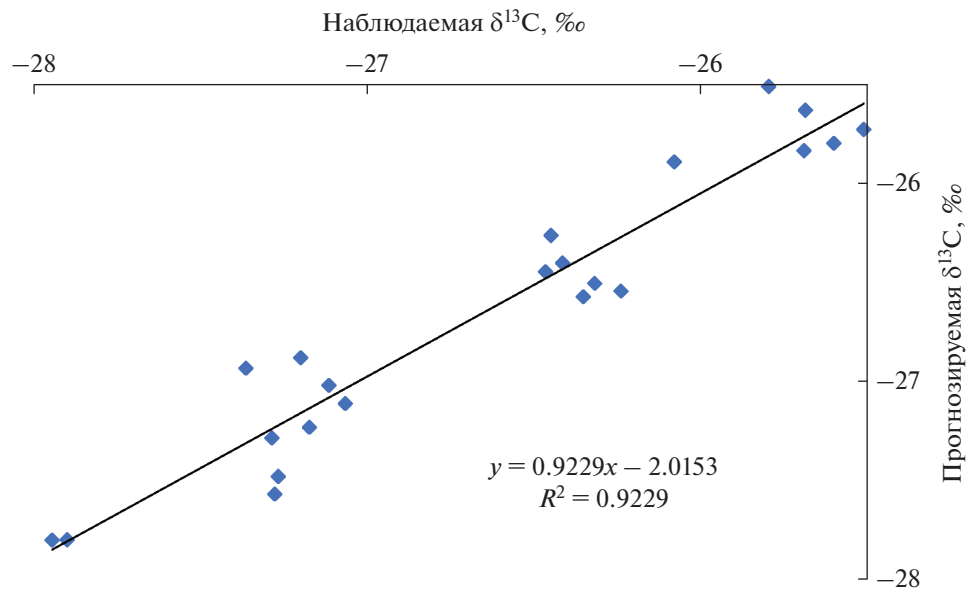


Рис. 5. График корреляции аналитических и модельных данных по величине $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C} = f(\text{Alk}, \Sigma\text{Ar}, \text{COOH}, \text{DI})$, $n = 22$, $R^2 = 0.92$, $P < 0.05$).

Модельные и аналитические данные (по величине $\delta^{13}\text{C}$) показали удовлетворительное соответствие ($R^2_{adj} = 0.92$, $P < 0.05$) (рис. 5).

На наш взгляд, модель в большей степени отражает зависимость величины обогащенности тяжелым изотопом ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$) от субстратного эффекта (то есть соотношения органического материала, обогащенного и обедненного тяжелым изотопом ^{13}C), а влияние биологического фактора (микробной утилизации ОВ) не столь очевидно. Поэтому проанализировали возможные пути потоков С между пулами ОВ и классами структурных отдельностей.

Потоки углерода в системе структурных отдельностей разного размера. Пути потоков С в системе пул ОВ/класс структурных отдельностей определяли по методу, предложенному Гуниной и Кузяковым [26]. Метод основан на гипотезе, что пулы ОВ/классы структурных отдельностей с одинако-

выми значениями $\delta^{13}\text{C}$ более тесно связаны/ассоциированы, чем те, которые имеют отличающиеся значения $\delta^{13}\text{C}$, а также на хорошо установленном биологическом правиле, согласно которому органические материалы, прошедшие серию циклов микробной утилизации, в большей степени обогащены ^{13}C по сравнению с менее переработанными.

Для анализа возможных путей образования ОВ расположили пулы ОВ, выделенные из структурных отдельностей разного размера, в схему, состоящую из двух линий: верхняя линия – для макроагрегатов ($\text{BCA}_{\text{ма}}$), нижняя линия – для свободных микроагрегатов ($\text{BCA}_{\text{ми}}$) (рис. 6). Каждая линия составлена из пулов ОВ, расположенных по возрастанию плотности. Такой порядок предполагает, что увеличение плотности приводит к усилению трансформации С растительного происхождения [46].

Таблица 1. Коэффициенты полиномиальной статистической модели $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (y): $y = A_0 + A_1x_1 + A_2x_2 + A_3x_3 + A_4x_4$

Параметр	A	Value	SE	t -Value	Prob> t	Adj. R -Square
	A_0	-37.2339	1.7849	-20.8600	0.0000	0.9048
x_1 (ALK)	A_1	0.5077	0.1107	4.5875	0.0003	
x_2 (CARBOX)	A_2	0.3992	0.0303	13.1825	0.0000	
x_3 (DI)	A_3	-13.0856	2.9259	-4.4724	0.0003	
x_4 (AROM)	A_4	0.1098	0.0333	3.2996	0.0042	

Примечание. x_1 = ALK (% интенсивности); x_2 = CARBOX (% интенсивности); x_3 = DI (Alk/ Σ O-Alk); x_4 = AROM (% интенсивности); $n = 22$; RMSE = 0.23; $P < 0.05$.

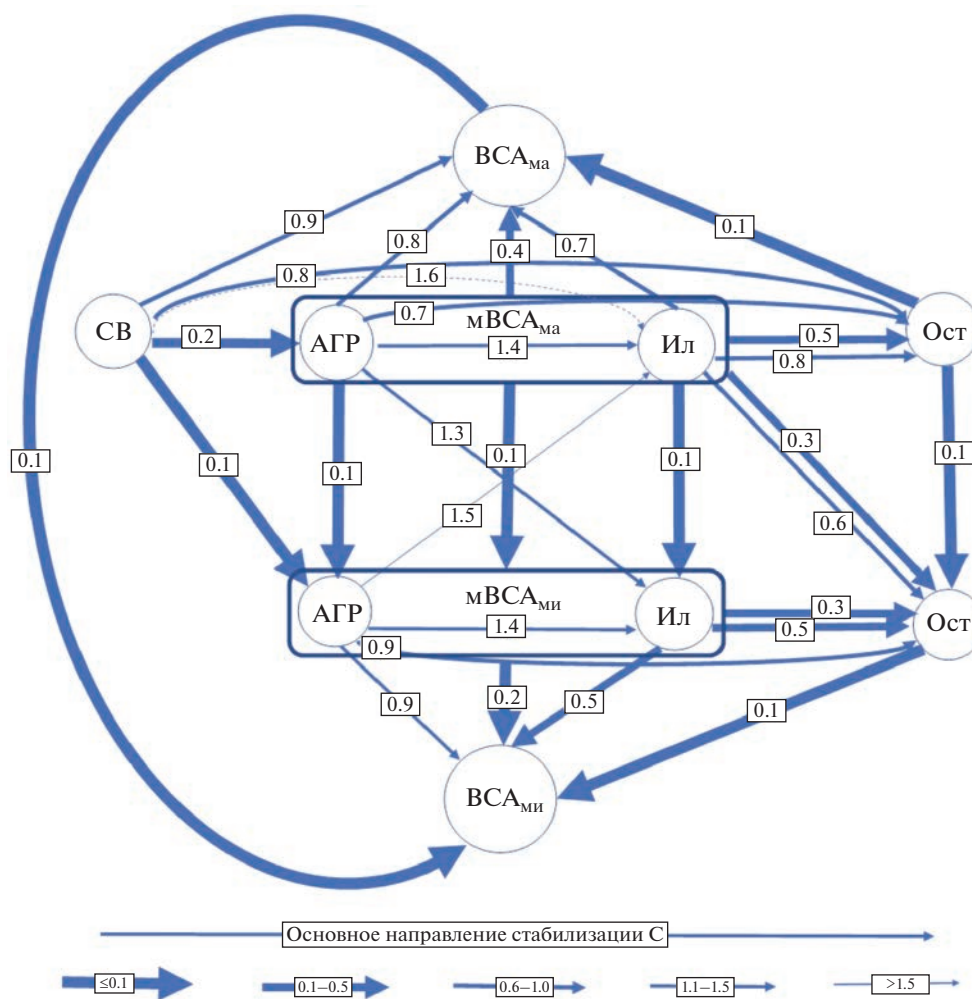


Рис. 6. Концептуальная схема потоков углерода в системе разных пулов ОВ в структурных отдельностях разного размера. Стрелками показаны направления потоков углерода; их ширина отражает относительную вероятность потока углерода между пулами/структурными отдельностями, числа вдоль стрелок показывают относительную вероятность потока углерода. Меньшие различия $\Delta^{13}\text{C}$ соответствуют более высокой степени вероятности потока С.

Для стандартизации изотопного состава С в пулах ОВ рассчитали разницу ($\Delta^{13}\text{C}$) между значениями $\delta^{13}\text{C}$ каждого пула ОВ/класса структурных отдельностей и $\delta^{13}\text{C}$ почвы в целом (значения $\delta^{13}\text{C}$ почвы в целом вычитали из $\delta^{13}\text{C}$ пула). Различия в величине $\Delta^{13}\text{C}$ отражают разную степень разложения ОВ каждого пула ОВ/класса структурных отдельностей по сравнению с общей массой ОВ почвы [26].

Соответственно, пул ОВ в начале стрелки рассматривается как источник С, а в конце — как его продукт. После этого $\Delta^{13}\text{C}$ продукта вычитали из $\Delta^{13}\text{C}$ источника для каждого пула ОВ/класса структурных отдельностей. Такой прием позволяет количественно оценить вероятность потока С.

Схема дает возможность сделать вывод, что направление потоков С внутри структурных от-

дельностей разного размера идет от дискретного ОВ (ЛФ_{СВ} и ЛФ_{АГР}) к минерально-ассоциированному (ил и остаток), то есть слева направо. Таким образом, отправной точкой потока С растительного происхождения в структурные отдельности является свободное ОВ ЛФ_{СВ} (с самой низкой $\Delta^{13}\text{C}$), а ил и остаток — это последние стадии трансформации ОВ (максимальные $\Delta^{13}\text{C}$).

Отчетливых различий в путях вероятной трансформации С на уровне макро- и свободных микроагрегатов не наблюдалось, что согласуется с выявленной ранее их весьма схожей химической структурой [4].

Вероятность прямого потока С от ЛФ_{СВ} в ЛФ_{АГР} очень высока — $\Delta^{13}\text{C}$ (0.1–0.2), что свидетельствует о незначительной разнице в степени их микробиологической переработки. Далее по-

ток С должен перетекать в илистую фракцию, однако величина $\Delta^{13}\text{C}$ (1.4) предполагает весьма малую степень вероятности прямого потока из дискретного ОВ в ил. По нашему мнению, это только лишний раз подчеркивает существенные различия в происхождении ОВ данных пулов: преимущественно растительное для $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ и микробное — для ила. Соответственно, продукты микробного разложения $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ могут адсорбироваться на глинистых частицах (ил) лишь после их очень интенсивной микробной переработки [13, 20, 21, 24, 33].

Последний пул ОВ, куда направлен поток С — фракция остатка. Возможные источники поступления С в данный пул ОВ в структурных отдельностях разного размера располагаются в ряд по мере увеличения вероятности потока С: ($\text{ВСА}_{\text{ма}}$) $\text{ЛФ}_{\text{СВ}} \leq \text{ил}$ (0.8) < $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ (0.7) < $\text{мВСА}_{\text{ма}}$ (0.5); ($\text{ВСА}_{\text{ми}}$) $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ (0.9) < ил (0.5) < $\text{мВСА}_{\text{ми}}$ (0.3).

Вероятность потока С в структурные отдельности из разных пулов ОВ и неустойчивых микроагрегатов внутри ВСА увеличивается в следующем ряду: ($\text{ВСА}_{\text{ма}}$): $\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$ (0.9) < $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ (0.8) < ил (0.7) < $\text{мВСА}_{\text{ма}}$ (0.4) < остаток (0.1); ($\text{ВСА}_{\text{ми}}$): $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ (0.9) < ил (0.5) < $\text{мВСА}_{\text{ми}}$ (0.2) < остаток (0.1). Следует отметить, что такой порядок хорошо отражает количественный вклад разных пулов ОВ в общий изотопный состав С структурных отдельностей, продемонстрированный ранее.

Однако преобразования С могут происходить не только в пределах одного класса структурных отдельностей, но и между макро- и свободными микроагрегатами, а также между разными пулами ОВ.

Велика вероятность потока С из всех исследованных пулов ОВ и $\text{мВСА}_{\text{ма}}$ макроагрегатов в соответствующие пулы и $\text{ВСА}_{\text{ми}}$ свободных микроагрегатов: $\text{ЛФ}_{\text{АГР}} = \text{ил} = \text{мВСА}_{\text{ма}} = \text{остаток}$ (0.1). Следует отметить очень высокую вероятность потока С из $\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$ макроагрегатов в $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ свободных микроагрегатов (0.1). Наряду с очень большой долей вероятности прямого потока С из макроагрегатов в свободные микроагрегаты ($\Delta^{13}\text{C} = 0.1$), это подтверждает гипотезу, что свободные микроагрегаты представляют собой осколки/фрагменты разрушенных макроагрегатов.

Существенно меньше вероятность потока С из $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ макроагрегатов в ил свободных микроагрегатов (1.3), вероятность потока из $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ свободных микроагрегатов в ил макроагрегатов еще менее вероятна (1.5).

При этом большая вероятность потока С во фракцию остатка из неустойчивых микроагрегатов внутри структурных отдельностей (мВСА) по сравнению с прямыми потоками С из $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ ил соответствующих структурных отдельностей (0.5

против 0.7–0.8 соответственно ($\text{ВСА}_{\text{ма}}$) и 0.3 против 0.5–0.9 соответственно ($\text{ВСА}_{\text{ми}}$)), свидетельствует в пользу гипотезы о том, что фракция остатка в большой степени представлена частями/осколками разрушенных неустойчивых микроагрегатов (мВСА).

Водоустойчивые макро- и свободные микроагрегаты. Проведенные исследования приводят к ряду гипотез относительно образования и строения структурных отдельностей разного размера и последующего накопления и оборота ОВ в почве, а также факторов, регулирующих их формирование и изменение под влиянием внешних условий.

Разложение твердых растительных остатков в почве зависит от их локализации в почвенной матрице: экологические условия для биодеградации должны существенно различаться для ОВ, локализованного в межагрегатном пространстве ($\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$) и внутри структурных отдельностей ($\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$). Проведенные исследования продемонстрировали, что иерархический уровень структурных отдельностей также имеет значение для процессов биодеградации ОВ.

Водоустойчивые макроагрегаты состоят из свободного ОВ ($\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$), микроагрегатов (мВСА) и межагрегатной массы (остаток) (рис. 7).

В свою очередь, неустойчивые микроагрегаты внутри макроагрегатов (мВСА) состоят из органического ядра — агрегированного ОВ ($\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$) и минеральной компоненты (ил), которая его (ядро) инкрустирует. Инкрустация дискретного ОВ минеральными частицами почвы возрастает благодаря постоянному микробиологическому разложению дискретного ОВ и образованию различных клеящих агентов белкового и липидного характера. Частичная деградация и фрагментация является обязательным условием для инкрустации твердых растительных остатков глинистыми частицами, так как только частично биологически переработанные и фрагментированные (до размера ≤ 100 мкм) частицы органического материала могут быть инкапсулированы глинистыми частицами ($\text{ЛФ}_{\text{СВ}} \rightarrow \text{ЛФ}_{\text{АГР}}$) [11, 23, 25, 27, 50]. Еще одним обязательным условием является степень гидрофобности ОВ: чем она меньше, тем вероятность инкрустации ОВ глинистыми частицами и, в итоге, включения его в микроагрегат больше [11]. В противном случае фрагменты растительного материала будут продолжать функционировать как свободное ОВ ($\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$), параллельно подвергаясь биодеградации/фрагментации до достижения ими размера и качества, обеспечивающих возможность его инкрустации минеральными частицами ($\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$) и включения внутрь микроагрегата (мВСА) [11, 23].

Размеры такого рода микроагрегатов колеблются в пределах 50–250 мкм, они неустойчивы к

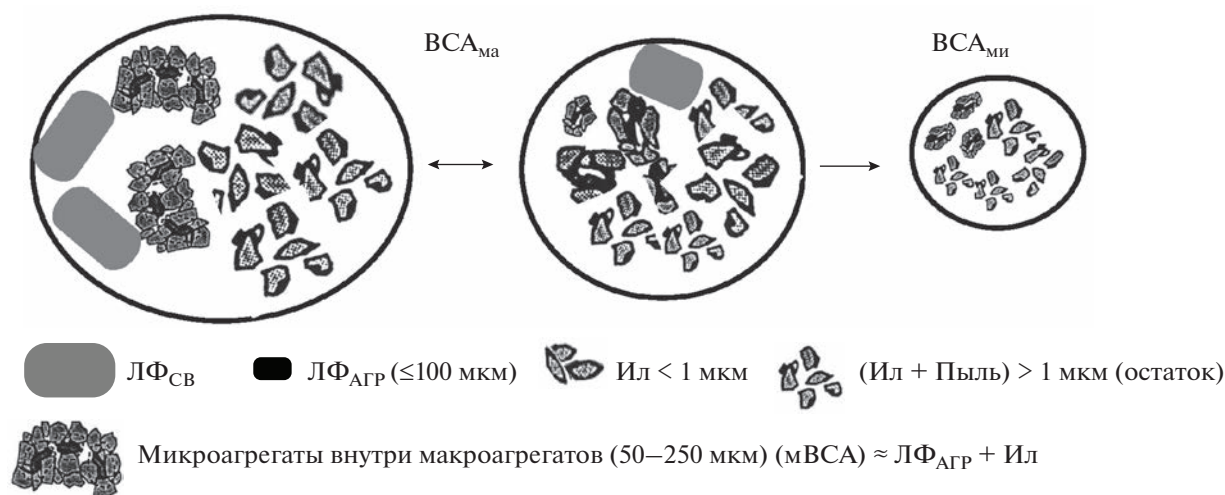


Рис. 7. Блок-схема дезагрегации водоустойчивых макроагрегатов (2–1 мм).

ультразвуковому воздействию, однако обладают водоустойчивостью, поэтому их часто называют стабильными [22]. Конкретный размер мВСА в естественных условиях (степь) определяется исключительно ОВ. Внутри свободных микроагрегатов он в 1.7 раза, а количество в 1130 раз меньше по сравнению с таковыми в макроагрегатах. Плотность упаковки такого рода микроагрегатов внутри макроагрегатов в 1.7 раза меньше по сравнению с таковой внутри свободных микроагрегатов. Распределение мВСА в матрице ВСА, по-видимому, неравномерное [25, 30, 47].

В относительно замкнутом внутреннем пространстве мВСА экологические условия существенно отличаются от внешних. Близость в микрометровом масштабе субстрата (ОВ) и микроорганизмов, его разлагающих, стимулирует биodeградацию ОВ [18, 40], а наличие тесного контакта с минеральной матрицей (ил) обеспечивает возможность быстрой адсорбции новообразованных продуктов разложения ОВ [11]. Продукты метаболизма микробного сообщества ризосферы, колонизирующего свежее дискретное ОВ (ядро микроагрегата), поступающее из корневых и растительных остатков, выступают в качестве пропитки/клея, придавая микроагрегату стабильность.

Выявленные структурные изменения ОВ при переходе от свободного (ЛФ_{СВ}) к агрегированному (ЛФ_{АГР}) свидетельствуют об активной деполимеризации лигнина именно в агрегированном ОВ внутри микроагрегатов, то есть именно внутри микроагрегатов (мВСА) инициируется процесс активной трансформации вновь поступившего органического материала [11]. Это согласуется с литературными данными о селективном накоплении лигнина и продуктов типа лигнина, пре-

имущественно, в агрегированном ОВ [23]. Интегральные показатели химической структуры свидетельствуют о большей степени трансформации ЛФ_{АГР} по сравнению с ЛФ_{СВ}: 0.56 против 0.49 (DI — индекс разложения ОВ), 0.50 против 0.35 (ARI — индекс ароматичности ОВ) и 0.81 против 0.61 (HI — индекс гидрофобности ОВ), соответственно [4]. Это подтверждается и более тяжелой изотопной сигнатурой ЛФ_{АГР} по сравнению с таковой ЛФ_{СВ} (–26.62 против –26.78‰ соответственно).

Глинистые частицы (ил) — минеральный компонент микроагрегатов внутри макроагрегатов (мВСА) — обеспечивают физическую защиту ОВ [14], а также являются минеральной матрицей, на которую продукты микробного разложения ЛФ_{АГР} быстро адсорбируются и стабилизируются. Микроскопические исследования с применением техники USAXS продемонстрировали, что сохранение ОВ является результатом инкапсуляции свежего ОВ минералами в процессе формирования и эволюции микроагрегатов [34].

Следует отметить, что в современных моделях образования агрегатов неустойчивым (в УЗ-поле) микроагрегатам внутри структурных отдельностей (мВСА) придается особую важность [10, 20, 25, 27, 36, 41, 42]. Наши исследования полностью поддерживают эту точку зрения, более того, полагаем, что неустойчивые микроагрегаты (50–250 мкм), состоящие из ЛФ_{АГР} (ядро) и частиц глины (инкрустируют ядро), могут рассматриваться как *центры агрегации* почвенной массы [2, 11]. Основными аргументами в пользу этого предположения являются:

1) относительно небольшое внутреннее пространство микроагрегата обеспечивает близость микробного сообщества, источника ОВ и мине-

ральной матрицы, на которую могут адсорбироваться продукты разложения ОВ;

2) максимально наблюдаемое обогащение органического ядра ($ЛФ_{АГР}$) микроагрегата продуктами деполимеризации лигнина предполагает высокую интенсивность процессов разложения ОВ, и соответственно высокую продуктивность адгезионных фрагментов/веществ;

3) максимально наблюдаемое обогащение минерального компонента микроагрегата (ил) полипептидами и липидами микробного происхождения, то есть максимально наблюдаемое количество микробной биомассы и продуктов метаболизма, позволяет предполагать, что вероятность локализации биологически активных зон, так называемых “hotspots” микробиологической активности внутри микроагрегата, очень высока, если не максимальна;

4) неустойчивые микроагрегаты стабилизируют большую часть С структурных отдельностей.

Следовательно, весьма вероятно, что “hotspots” структурообразующей активности (по аналогии с “hotspots” микробиологической активности) локализованы, в основном, именно внутри неустойчивых (крупных) микроагрегатов (мВСА). Это согласуется с мнением авторов [34], которые называют микроагрегаты внутри макроагрегатов инкубаторами.

Следуя концептуальной модели Гольчина с соавт. [25], в силу того, что разложение ОВ происходит внутри мВСА, по мере уменьшения в их ядре ($ЛФ_{АГР}$) привлекательного для микробиоты биологического материала, в нем будет накапливаться все более устойчивый к биodeградации органический материал, микробная активность будет замедляться, соответственно, будет снижаться выработка клеящих и стабилизирующих веществ; микроагрегаты будут терять стабильность [22]. В итоге это приведет к их дезинтеграции, при этом часть их останется в пуле крупных 50–250 мкм мВСА (рис. 7), и при условии неполной потери ими энергетически привлекательного гидрофильного органического материала, далее они смогут участвовать в новом цикле образования крупных мВСА [11].

Фрагменты разрушенных неустойчивых (в УЗ-поле) микроагрегатов (мВСА), практически утерявшие свое органическое ядро в процессе биологического разложения (преимущественно, пылеватого размера), пополнят пул мелких (устойчивых в УЗ-поле) микроагрегатов (остаток) внутри макроагрегатов. Поэтому можно предполагать, что устойчивые в УЗ-поле микроагрегаты — это, преимущественно, минеральные “корки” разрушенных мВСА, пропитанные микробными продуктами [44].

Свободные микроагрегаты — это части дезинтегрированных макроагрегатов; оснований в пользу

гипотезы их образования внутри макроагрегата, как специфического процесса, не обнаружили. Основными доводами в пользу этого являются: 1) практически одинаковый, исключая $ЛФ_{СВ}$, компонентный состав; 2) близкий количественный и качественный состав ОВ, включая химическую структуру; 3) очень высокая вероятность прямого потока С из макро- в свободные микроагрегаты; 4) одинаковый размер илстых частиц, инкрустирующих органическое ядро (~400 нм) мВСА; 5) большая степень выраженности негативных изменений количества и качества ОВ в ВСА_{ми} в варианте пар, обусловленная высвобождением ОВ, ранее защищенного в составе ВСА_{ма} при их разрушении, и соответственно, увеличением его доступности для микробиоты. Таким образом, свободные микроагрегаты состоят из мВСА и межмикроагрегатной массы (фракция остатка), унаследованных от макроагрегатов.

Предельно низкие количества макроагрегатов (<0.3% массы воздушно-сухих агрегатов 2–1 мм) в варианте пар (в течение 52 лет), свидетельствующее об их практически полном разрушении [8], связываем с малыми размерами мВСА внутри макроагрегатов и количеством ОВ, стабилизированного в них (как в органическом ядре, так и в илстых частицах, инкрустирующих его), предельно низкой степенью зрелости ОВ, его высокой гидрофобностью и увеличением доли минеральной матрицы, истощенной в ОВ [5]. Все это негативно сказывается на продуцировании связующих агентов микробиотой, что приводит к ослаблению связей внутри макроагрегатов и их стремительному разрушению. Теоретически в почве могут остаться только свободные микроагрегаты [25]. Однако фактически это вряд ли возможно, так как поступление свежего ОВ растительного происхождения, наряду с биологическим материалом, имеет место, хотя количественно совершенно неадекватное и спорадическое, за счет, в том числе, эолового заноса, а также зоохории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые проведенные исследования изотопного состава С пулов ОВ в водоустойчивых макро- и свободных микроагрегатах типичного чернозема позволили количественно оценить потоки С в системе агрегат/пул ОВ. Концептуальная схема демонстрирует, что основные потоки С в пулах ОВ идут от свободного ОВ ($ЛФ_{СВ}$) к фракции остатка через микроагрегаты внутри структурных отдельностей (мВСА). Выявлено, что фракционирование ^{13}C на отдельных этапах формирования пулов ОВ является относительно постоянным, независимо от уровня структурной организации.

Свободное ОВ ($\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$) — отправная точка потока С растительного происхождения в структурные отдельности, о чем свидетельствует его изотопная сигнатура, в наибольшей степени приближенная к таковой растительности.

Агрегированное ОВ ($\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$) — продукт фрагментации/гумификации свободного ОВ почвы, один из двух основных компонентов мВСА. Для данного пула ОВ характерна значительная степень деградации и фрагментации растительных остатков, что является необходимым условием для преобразования $\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$ в $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$, поскольку только частично биологически переработанные и фрагментированные (до размера ≤ 100 мкм) частицы органического материала могут быть инкапсулированы глинистыми частицами. Большая по сравнению с $\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$ степень микробиологической переработки органических материалов в $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ находит отражение в его более тяжелом изотопном составе С.

Органо-глинистые комплексы (ил) — это продукты микробного разложения $\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$, которые, наряду с белковыми структурами, адсорбируются на глинистых частицах. Ил в наибольшей степени обогащен ^{13}C среди всех исследованных пулов ОВ.

$\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ и ил — это компоненты неустойчивых в УЗ-поле микроагрегатов (мВСА), образующихся внутри макроагрегатов одновременно с первичным капсулированием свежего ОВ. Размеры такого рода микроагрегатов колеблются в пределах 50–250 мкм, они неустойчивы к ультразвуковому воздействию, однако обладают водостойкостью.

Микроагрегаты внутри структурных отдельностей (мВСА) играют важнейшую роль в структурообразовании и стабилизации С в средне- и долгосрочной перспективе. Именно внутри мВСА инициируется процесс трансформации вновь поступившего органического материала, в частности, активной деполимеризации лигнина. Поэтому неустойчивые микроагрегаты (мВСА) можно рассматривать как центры агрегирования почвенной массы (“hotspots” структурообразующей активности).

Фракция остатка — это межмикроагрегатная масса, заполняющая внутренний объем макроагрегата между мВСА. Содержит устойчивые в УЗ-поле микроагрегаты размером 50–1 мкм с незначительной примесью наиболее трудно разлагаемых гидрофобных фрагментов ОВ растительного происхождения, а также углеподобные вещества. Устойчивые в УЗ-поле микроагрегаты — это части/осколки разрушенных неустойчивых (в УЗ-поле) микроагрегатов (мВСА), практически утративших свое органическое ядро ($\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$). Во фракции остатка накапливается наиболее стабильное (инертное) ОВ. Тем не менее, изотопная

сигнатура фракции остаток несколько легче таковой илистой фракции, по-видимому, за счет присутствия трудноразлагаемых гидрофобных фрагментов ОВ растительного происхождения с легким изотопным составом.

Свободные микроагрегаты — это части дезинтегрированных макроагрегатов; оснований в пользу гипотезы их образования внутри макроагрегатов, как специфического процесса, не обнаружено. Таким образом, свободные микроагрегаты состоят из мВСА и межмикроагрегатной массы (фракция остатка), унаследованных от макроагрегатов.

И в макро-, и в свободных микроагрегатах имеется лабильное ОВ (в составе мВСА, наряду с $\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$ (только в макроагрегатах)) и стабильное ОВ (остаток). Компоненты мВСА внутри ВСА_{ми} в большей степени физически защищены по сравнению с таковыми внутри ВСА_{ма} (более легкий изотопный состав), что, по-видимому, является следствием меньшего размера мВСА внутри ВСА_{ми}. Однако наиболее стабильный пул ОВ, сосредоточенный во фракции остатка внутри ВСА_{ми}, характеризуется большей степенью микробиологической переработки (обогащенность ^{13}C) по сравнению с таковой в ВСА_{ма}. Учитывая, что фракция остатка определяет общий изотопный состав С в ВСА, общий изотопный состав С в свободных микроагрегатах (ВСА_{ми}) более тяжелый по сравнению с таковым макроагрегатов. Таким образом, снято противоречие между общепринятым мнением об увеличении устойчивости структурных отдельностей по мере уменьшения их размера (увеличение степени физической защиты ОВ) и хорошо установленным фактом увеличения степени обогащенности ^{13}C по мере уменьшения размера структурных отдельностей (большая степень микробиологической переработки ОВ).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены с привлечением оборудования Центра коллективного пользования “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемова З.С.* Органические и органо-глинистые комплексы агрогенно-деградированных почв. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 2008. 48 с.

2. Артемьева З.С. Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
3. Артемьева З.С., Данченко Н.Н., Зазовская Э.П., Колягин Ю.Г., Кириллова Н.П., Козут Б.М. Изотопный состав углерода и химическая структура органического вещества типичного чернозема в условиях контрастного земледелия // Почвоведение. 2021. № 6. С. 686–700. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21060034>
4. Артемьева З.С., Данченко Н.Н., Колягин Ю.Г., Кириллова Н.П., Цомаева Е.В., Козут Б.М. Химическая структура органического вещества водостойчивых структурных отделений типичного чернозема в условиях контрастного земледелия: твердотельная CP-MAS ^{13}C -ЯМР-спектроскопия // Почвоведение. 2022. № 6. С. 161–170. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2206003X>
5. Артемьева З.С., Зазовская Э.П., Варламов Е.Б., Засухина Е.С., Цомаева Е.В., Козут Б.М. Органическое вещество водостойчивых макро- и микроагрегатов типичного чернозема в контрастных вариантах земледелия // Агрохимия. 2022. № 10. С. 3–14. <https://doi.org/10.31857/S0002188122100039>
6. Артемьева З.С., Кириллова Н.П. Роль продуктов органо-минерального взаимодействия в структурообразовании и гумусообразовании основных типов почв Центра Русской равнины // Бюл. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. 2017. № 90. С. 73–95. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-90-73-95>
7. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
8. Козут Б.М., Артемьева З.С., Кириллова Н.П., Яшин М.А., Сошникова Е.И. Компонентный состав органического вещества воздушно-сухих и водостойчивых макроагрегатов 2–1 мм типичного чернозема в условиях контрастного земледелия // Почвоведение. 2019. № 2. С. 161–170. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19020084>
9. Angers D.A., Giroux M. Recently deposited organic matter in soil water-stable aggregates // Soil Sci. Soc. Am. J. 1996. V. 60. P. 1547–1551. <https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000050037x>
10. Angers D.A., Recous S., Aita C. Fate of carbon and nitrogen in water-stable aggregates during decomposition of ^{13}C ^{15}N -labelled wheat straw in situ // Eur. J. Soil Sci. 1997. V. 48. P. 295–300. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1997.tb00549.x>
11. Artemyeva Z., Danchenko N., Kolyagin Yu., Kirillova N., Kogut B. Chemical structure of soil organic matter and its role in aggregate formation in Haplic Chernozem under the contrasting land use variants // Catena. 2021. V. 204. P. 105403. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105403>
12. Atere C.T., Gunina A., Zhu Z., Xiao M., Liu Sh., Kuz'yakov Y., Chen L., Deng Y., Wu J., Ge T. Organic matter stabilization in aggregates and density fractions in paddy soil depending on long-term fertilization: Tracing of pathways by ^{13}C natural abundance // Soil Biol. Biochem. 2020. V. 149. P. 107931. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107931>
13. Baisden W.T., Amundson R., Cook A.C., Brenner D.L. Turnover and storage of C and N in five density fractions from California annual grassland surface soils // Glob. Biogeochem. Cycles. 2002. V. 16. P. 117–132. <https://doi.org/10.1029/2001GB001822>
14. Baldock J.A., Skjemstad J.O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. Org. Geochem. 2000. V. 31. P. 697–710. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00049-8)
15. Balesdent J. Soil organic matter dynamics and isotopic studies // Mineralogical Magazine. 1998. V. 62A. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1998.62A.1.52>
16. Balesdent J., Mariotti A. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance // Mass Spectrometry of Soils. N.Y.: Marcel Dekker, 1996. P. 83–111.
17. Balesdent J., Besnard E., Arrouays D., Chenu C. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence // Plant and Soil. 1998. V. 201. P. 49–57. <https://doi.org/10.1023/A:1004337314970>
18. Chenu C., Stotzky G. Interactions between microorganisms and soil particles: An overview // Interactions between Soil Particles and Microorganisms – Impact on the Terrestrial Ecosystem. Chichester: John Wiley & Sons, 2002. P. 3–39.
19. Christensen B.T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates // Adv. Soil Sci. 1992. V. 20. P. 1–89. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-2930-8_1
20. Crow S.E., Swanston C.W., Lajtha K., Brooks J.R., Keirstead H. Density fractionation of forest soils: methodological questions and interpretation of incubation results and turnover time in an ecosystem context // Biochem. 2007. V. 85. P. 69–90. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9100-8>
21. del Galdo I., Six J., Peressotti A., Cotrufo M.F. Assessing the impact of land-use change on soil C sequestration in agricultural soils by means of organic matter fractionation and stable C isotopes // Global Change Biology. 2003. V. 9. P. 1204–1213. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00657.x>
22. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P. Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ^{13}C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy // Austral. J. Soil Res. 1994. V. 32. P. 285–309. <https://doi.org/10.1071/SR9940285>
23. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P. Soil structure and carbon cycling // Aust. J. Soil Res. 1994. V. 32. P. 1043–1068. <https://doi.org/10.1071/SR9941043>
24. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P. Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by ^{13}C natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and solid-state ^{13}C NMR spectroscopy in density fractions of an Oxisol under forest and pasture // Aust. J. Soil Res. 1995. V. 33. P. 59–76. <https://doi.org/10.1071/SR9950059>
25. Golchin A., Baldock J.A., Oades J.M. A model linking organic matter decomposition, chemistry, and aggregate dynamic // Soil Processes and the Carbon Cycle. FL.: Boca Raton, 1998. P. 245–266.
26. Gunina A., Kuzyakov Y. Pathways of litter C by formation of aggregates and SOM density fractions: implications from ^{13}C natural abundance // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 71. P. 95–104. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.01.011>

27. *Jastrow J.D.* Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral associated organic matter // *Soil Biol. Biochem.* 1996. V. 28. P. 656–676. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(95\)00159-X](https://doi.org/10.1016/0038-0717(95)00159-X)
28. *Jastrow J.D., Miller R.M.* Soil aggregate stabilization and carbon sequestration: feedbacks through organomineral associations // *Soil Processes and the Carbon Cycle*. FL.: Boca Raton, 1998. P. 207–223.
29. *John B., Yamashita T., Ludwig B., Flessa H.* Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use // *Geoderma*. 2005. V. 128. P. 63–79. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.013>
30. *Lehmann J., Kinyangi J., Solomon D.* Organic matter stabilization in soil microaggregates: implications from spatial heterogeneity of organic carbon contents and carbon forms // *Biogeochem.* 2007. V. 85. P. 45–57. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9105-3>
31. *Lehmann J., Kleber M.* The contentious nature of soil organic matter // *Nature*. 2015. V. 528. P. 60–68. <https://doi.org/10.1038/nature16069>
32. *Liu Y., Hu C., Hu W., Wang L., Li Z., Pan J., Chen F.* Stable isotope fractionation provides information on carbon dynamics in soil aggregates subjected to different long-term fertilization practices // *Soil Till. Res.* 2018. V. 177. P. 54–60. <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.11.016>
33. *Llorente M., Glaser B., Turrión M.B.* Anthropogenic disturbance of natural forest vegetation on calcareous soils alters soil organic matter composition and natural abundance of ^{13}C and ^{15}N in density fractions // *Eur. J. Forest Res.* 2010. V. 129. P. 1143–1153. <https://doi.org/10.1007/s10342-010-0402-3>
34. *McCarthy J.F., Ilavsky J., Jastrow J.D., Mayer L.M., Perfect E., Zhuang J.* Protection of organic carbon in soil microaggregates via restructuring of aggregate porosity and filling of pores with accumulating organic matter // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 4725–4744. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.015>
35. *Menichetti L., Houot S., van Oort F., Kätterer T., Christensen B.T., Chenu C., Barre P., Vasilyeva N.A., Ekblad A.* Increase in soil stable carbon isotope ratio relates to loss of organic carbon: results from five long-term bare fallow experiments // *Oecologia*. 2014. <https://doi.org/10.1007/s00442-014-3114-4>
36. *Oades J.M.* Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management // *Plant and Soil*. 1984. V. 76. P. 319–337. <https://doi.org/10.1007/BF02205590>
37. *Oades J.M., Waters A.G.* Aggregate hierarchy in soils // *Aust. J. Soil Res.* 1991. V. 29. P. 815–828. <https://doi.org/10.1071/SR9910815>
38. *O'Brien S.L., Jastrow J.D.* Physical and chemical protection in hierarchical soil aggregates regulates soil carbon and nitrogen recovery in restored perennial grasslands // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 61. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.01.031>
39. *O'Leary M.H.* Carbon isotope fractionation in plants // *Phytochemistry*. 1981. V. 20. P. 552–567. [https://doi.org/10.1016/0031-9422\(81\)85134-5](https://doi.org/10.1016/0031-9422(81)85134-5)
40. *Pinheiro M., Garnier P., Beguet J., Martin-Laurent F., Vieuble-Gonod L.* The millimetre-scale distribution of 2,4-D and its degraders drives the fate of 2,4-D at the soil core scale // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 88. P. 90–100. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.05.008>
41. *Puget P., Chenu C., Balesdent J.* Dynamics of soil organic matter associated with particle-size fractions of water-stable aggregates // *Eur. J. Soil Sci.* 2000. V. 51. P. 595–605. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2000.00353.x>
42. *Six J., Elliot E.T., Paustian K., Doran J.W.* Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1998. V. 62. P. 1367–1377. <https://doi.org/10.2136/sssaj1998.03615995006200050032x>
43. *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>
44. *Six J., Bossuyt H., Degryze S., Denef K.* A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics // *Soil Tillage Res.* 2004. V. 79. P. 7–31. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.03.008>
45. *Sollins P., Swanston C., Kramer M.* Stabilization and destabilization of soil organic matter – a new focus // *Biochem.* 2007. V. 85. P. 1–7. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9099-x>
46. *Sollins P., Kramer M., Swanston C., Lajtha K., Filley T., Aufdenkampe A., Wagai R., Bowden R.* Sequential density fractionation across soils of contrasting mineralogy: evidence for both microbial- and mineral-controlled soil organic matter stabilization // *Biochem.* 2009. V. 96. P. 209–231. <https://doi.org/10.1007/s10533-009-9359-z>
47. *Solomon D., Lehmann J., Harden J., Wang J., Kinyangi J., Heymann K., Karunakaran C., Lu Y., Wirick S., Jacobsen C.* Micro- and nano-environments of carbon sequestration: Multi-element STXM-NEXAFS spectro-microscopy assessment of microbial carbon and mineral associations // *Chem. Geol.* 2012. V. 329. P. 53–73. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.002>
48. *Tisdall J.M.* Formation of soil aggregates and accumulation of soil organic matter // *Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils*. FL.: Boca Raton, 1996. P. 57–96.
49. *Tisdall J.M., Oades J.M.* Organic matter and water-stable aggregates in soils // *J. Soil Sci.* 1982. V. 33. P. 141–163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x>
50. *Wagai R., Mayer L.M., Kitayama K.* Nature of the “occluded” low-density fraction in soil organic matter studies: A critical review // *Soil Sci. Plant Nutr.* 2009. V. 55. P. 13–25. <https://doi.org/10.1007/s10533-009-9359-z>
51. *Werth M., Kuzyakov Y.* ^{13}C fractionation at the root-microorganisms-soil interface: a review and outlook for partitioning studies // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42(9). P. 1372–1384. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.04.009>
52. World reference base for soil resources 2014. A framework for international classification, correlation and communication, Word Soil Resource Report 106. FAO. Rome, 2014. 181 p.
53. *Young I.M., Crawford J.W., Nunan N., Otten W., Spiers A.* Microbial distribution in soils: physics and scaling // *Adv. Agronomy*. 2009. V. 100. P. 81–121. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)00604-4](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)00604-4)

Natural ^{13}C Abundance of Organic Matter in Water-Stable Aggregates of Haplic Chernozem under Conditions of Contrasting Land Uses

Z. S. Artemyeva^{1, *}, E. P. Zazovskaya², E. S. Zasukhina³, and E. V. Tsomaeva¹

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

²*Institute of Geography of the Russian Academy of Science, Moscow, 119017 Russia*

³*Federal Research Center "Computer Science and Control" of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119333 Russia*

*e-mail: artemyevazs@mail.ru

Natural ^{13}C abundance of different organic matter (OM) pools in water-stable macro- and free microaggregates of Haplic Chernozem in contrasting land use variants (steppe and long-term bare fallow) are described. Fractionation of ^{13}C at certain stages of the formation of OM pools is relatively constant, regardless of the level of structural organization. This is demonstrated by the presented conceptual scheme, which allows one to quantify the fluxes of carbon (C) in the system of aggregate/OM pool. It was revealed that the main C fluxes in the OM pools go from the free OM (LF_{fr}) to the Residue fraction through microaggregates within water-stable aggregates (mWSA), the components of which are the occluded OM (LF_{occ}) and the Clay. With a high degree of probability, C flows from macroaggregates (WSA_{ma}) to free microaggregates (WSA_{mi}). At the same time, the higher probability of the C flux into the Residue from the mWSA as compared to the direct C fluxes from the LF_{occ} and the Clay, testifies in favor of the hypothesis that the Residue is represented, to a large extent, by parts/fragments of disintegrated mWSAs of 50–1 μm in size. Regardless of the size, the WSA contains a labile OM (as the components of mWSA, along with LF_{fr} — only in macroaggregates) and a stable OM (Residue). Labile OM (LF_{occ} and Clay) within WSA_{mi} is characterized by a lower degree of microbial processing ("lighter" isotopic signature) compared to that within WSA_{ma} , which is due to its greater "physical" protection against microbial attacks. However, the most stable OM pool, concentrated in the Residue within WSA_{mi} is enriched in ^{13}C compared to that within WSA_{ma} . Considering that the Residue determines the total isotopic composition of C in WSA, the organic matter of free microaggregates is characterized by a higher degree of microbial processing in comparison with that of macroaggregates. Free microaggregates are parts of disintegrated macroaggregates.

Keywords: water-stable structure, granulo-densi to metric fractionation, carbon stabilization, carbon fluxes, $\delta^{13}\text{C}$

УДК 631.4

ПОЧВЕННЫЕ СВОЙСТВА КАК ИНДИКАТОРЫ ПАРАМЕТРОВ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ (ОБЗОР)

© 2023 г. М. А. Смирнова^{a, b, *}, Д. Н. Козлов^a^aПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия^bМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: summerija@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.08.2022 г.

После доработки 09.10.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

Перемещение влаги в почвах способствует формированию целого ряда специфических почвенных свойств; их интерпретация позволяет охарактеризовать особенности как отдельных гидрологических процессов, так и водного режима почв в целом, что особенно важно ввиду ограниченных возможностей проведения мониторинговых исследований перемещения влаги в почвах. Использование почвенных свойств в целях верификации результатов имитационного моделирования параметров водного режима дает возможность не только оценить адекватность модели, но и уточнить особенности генезиса почв. В обзоре рассмотрены диагностические показатели минеральных почв, определяемые в полевых и лабораторных условиях, характеризующиеся разным временем формирования и устойчивостью к изменениям факторов среды. Полевые методы диагностики параметров водного режима позволяют сформулировать гипотезы об особенностях поведения влаги в пределах почвенного профиля, которые в дальнейшем могут быть подтверждены или опровергнуты в результате лабораторных методов диагностики, режимных наблюдений, физико-математического моделирования. В частности, на основании стандартного полевого описания почв возможно выделение зоны наибольшего влагооборота, областей почвенного профиля, для которых характерен постоянный и периодический застой влаги, определение уровня залегания капиллярной каймы. Глинистые кутаны, ходы корней и почвенных животных маркируют пути преимущественных потоков. Лабораторные методы диагностики направлены на оценку количественного соотношения гидрологических процессов в почве; в основном, они позволяют охарактеризовать источник, продолжительность и интенсивность периода переувлажнения. Критерий Швертмана является наиболее часто используемым аналитическим индикатором диагностики переувлажненных почв, возможность и эффективность использования которого показана для широкого спектра почв. Верификация результатов гидрологического моделирования по свойствам почв потенциально возможна для процессов нисходящего и бокового стока, физического испарения влаги, транспирации, эвапотранспирации и капиллярного подъема.

Ключевые слова: гидрология почв, переувлажнение почв, имитационное гидрологическое моделирование, почвенные новообразования, глей

DOI: 10.31857/S0032180X22601037, **EDN:** HDHGCC

ВВЕДЕНИЕ

Внутриландшафтное и внутрипочвенное перемещение и перераспределение влаги являются важнейшими механизмами радиальной и латеральной дифференциации почв, определяют разнообразие эдафических и агроэкологических условий территории [44, 67, 87]. Вместе с тем изучение направленности и интенсивности гидрологических процессов в почвах сопряжено с рядом проблем; главные из них — ограниченные возможности организации долговременных инструментальных наблюдений за сезонной и многолетней изменчивостью водного режима почв [57], а

также процессами латеральной внутрипочвенной миграции влаги в ландшафте [68, 116]. Несмотря на достижения в развитии прямых методов мониторинга водного режима почв [61, 111] и латерального перемещения влаги [75, 84, 90], комплексные ландшафтно-гидрологические исследования единичны [74, 90].

Альтернативный подход к изучению гидрологических процессов в почвах связан с их имитационным моделированием [57, 85, 90]. За последние десятилетия в этом направлении достигнут определенный прогресс — обзор ландшафтно-гидрологических моделей, их входных парамет-

ров и анализ полученных результатов приведен в недавних работах [74, 105, 115].

Особую проблему моделирования поведения влаги в почвах составляет верификация полученных результатов; ее решение заключается в сопоставлении смоделированных величин с (1) результатами режимных наблюдений за влажностью почв, или с (2) косвенными индикаторами внутрипочвенного и/или внутриландшафтного распределения влаги [74, 94, 105, 114]. К этим индикаторам можно отнести как непосредственно сами продукты почвообразования [64, 72, 89], так и природные и антропогенные трассеры (например, пестициды, гербициды, изотопы воды и др.). Последние используют в абсолютном большинстве работ по верификации результатов почвенно-гидрологического моделирования [62, 109, 112]. Вместе с тем использование трассеров не позволяет верифицировать результаты моделирования перемещения влаги в почвах за более чем вековой период [111]. Преимуществом использования профильного (и/или ландшафтного) распределения продуктов почвообразования в качестве индикаторов перемещения влаги в почве является не только широкий пространственный и временной охват (от нескольких секунд до тысячелетий, в зависимости от используемого индикатора), но и сопутствующая интерпретация генезиса почв и их отдельных свойств [96].

Цель работы — обзор, анализ и генетическая интерпретация диагностических показателей гидрологических процессов в минеральных почвах, в том числе в задачах параметризации и верификации имитационных моделей водного режима для разных временных интервалов. К основным гидрологическим процессам, происходящим в почвах, можно отнести: впитывание влаги, нисходящий и боковой сток, капиллярный подъем, термовлагоперенос, транспирация воды растениями, физическое испарение, замерзание, разморозание, пароперенос, конденсация влаги. Совокупность перечисленных процессов определяет водный режим почв, а количественная характеристика объемов влаги, участвующих в процессах — водный баланс [58]. Под параметрами водного режима понимаем какие-либо его свойства, например, продолжительность переувлажнения, скорость фильтрации, уровень колебания капиллярной каймы, области нисходящих и восходящих водных потоков. Диагностические показатели могут характеризовать как водный режим почв в целом, так и отдельные гидрологические процессы в почвах. Показатели могут быть использованы как для верификации вертикального (в пределах профиля почвы), так и латерального (в ландшафте) движения влаги, и основаны на одном и том же принципе — сопоставления расчетных значений с их количественными или

качественными индикаторами в пределах профиля почв или сопряженных почвенных ареалов.

Структура обзора включает последовательное рассмотрение диагностических показателей, определяемых в полевых (цвет и окраска почв; редокс-потенциал и активность ионов в почвенных растворах; морфологическая характеристика почвенных новообразований; классификационное положение почв в системах Классификация и диагностика почв СССР [34], Keys to soil taxonomy [82]) и лабораторных условиях (показатели влажности почв и воздухоносной пористости; формы нахождения и содержания железа в почвах; химический состав ортштейнов; минералогический состав почв; характеристика органического вещества почв; изотопный состав почвенной влаги). В завершении обзора дана краткая сравнительная характеристика показателей.

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ ПАРАМЕТРОВ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ

Цвет и окраска почв. Холодные оттенки (сизый, зеленоватый, серо-голубой) традиционно интерпретируются как результат переувлажнения почв и присутствия Fe^{2+} -соединений, в редких случаях — особенностями почвообразующих пород, богатых специфическими по цвету минералами (например, некоторыми филлосиликатами). Качественной реакцией на присутствие Fe^{2+} является появление красноватой окраски после опрыскивания свежего среза стенки разреза раствором 0.2% α, α -дипиридила (может быть неприемлем в почвах с нейтральной и щелочной реакцией), или темно-синяя окраска в присутствии красной кровяной соли ($\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$) [77].

Для количественной характеристики цвета почв наиболее часто используется шкала Мансела. Согласно WRB [77], цвет глеевого горизонта соответствует цветам листов шкалы Мансела Gley1 и Gley2, N, 10Y, GY, G, BG, B, PB или листов 2.5Y, 5Y при значениях насыщенности ≤ 2 в случае однородной окраски горизонта, и более чем на 2.5 ед. тона или на 1 ед. насыщенности краснее, чем окружающий материал для почв с неоднородной окраской. В работе Таргульяна с соавт. [50], посвященной морфотипам глея, показано, что однородная глеевая окраска горизонта при отсутствии сегрегационных и конкреционных форм железа и марганца свидетельствует о продолжительном переувлажнении почв и заполненности пор влагой. В случае неоднородной окраски — наличии бурых, красных, охристых зон и сегрегационных новообразований (но не твердых) — можно говорить о сочетании периодов переувлажнения и иссушения, постепенно сменяющих друг друга. Наличие твердых сегрегационных форм свидетельствует о резком изменении усло-

вий увлажнения горизонта. Подробное описание и классификация глеевых горизонтов по цвету и характеру окраски приведена в работе Зайдельмана [19]; всего выделено 3 глееватых горизонта и 5 глеевых. По мнению Зайдельмана [19], мраморовидный, ленточный и локальный глей всегда являются результатом поверхностного (не грунтового) переувлажнения. Кроме того, в работе дана гидрологическая интерпретация формирования различных светлых кислых (элювиальных) подзолистых горизонтов [19].

Определение цвета по шкале Мансела может быть использовано для интерпретации минералогического состава конкреций, формирующихся в различных условиях увлажнения [101]. Для удаления маскирующих цвет новообразований соединений (органического углерода, марганца) рекомендуется предварительная обработка образцов растворами перекиси водорода и оксалатов. Так, оранжевые цвета с тоном 7.5YR и тоном более 6 могут быть обусловлены присутствием лепидокрита — минерала, формирующегося при изменении анаэробной на аэробную обстановку в бескарбонатных почвах. Ферригидрит (тон 5–7.5YR, светлота менее 6) формируется при резком иссушении переувлажненных горизонтов.

Эванс и Францмайер [70] на основе шкалы Мансела разработали два цветовых индекса почв (color index) в целях выявления переувлажненных почв штата Индиана и принятия решений о необходимости прокладки почвенного дренажа. Индекс C1 основан на использовании насыщенности цвета (chroma), C2 — тона и насыщенности (hue, chroma). При расчете индексов учитываются параметры цвета основной массы каждого горизонта, а также цвета пятен и кутан (при их наличии); значение индексов C1 и C2 является средним взвешенным (относительно мощности горизонтов) значением индексов почвенных горизонтов. Чем меньше значение индексов, тем более переувлажненной почва является. Индекс C1 был успешно применен в работе [78] для характеристики продолжительности переувлажнения почв Тайваня на глубинах 50–100 и 100–150 см.

Помимо шкалы Мансела, для численной характеристики цвета почв может быть использована система CIE-L*a*b* [14]; определение цвета в этой системе возможно в полевых условиях при помощи смартфона (приложение Color Muse) или портативных приборов, например камеры Nix Pro [110]. Водяницкий и Шишов [15] предложили методику диагностики переувлажненных почв по величине прироста значений a^* (краснота–зеленость), после обработки почв раствором H_2O_2 . Для автоморфных почв характерно увеличение значения a^* , гидроморфных — уменьшение. Другим коэффициентом, разработанным на основе использования этой цветовой системы,

является расчет условно красного пигмента (Нем усл) по формуле [13]:

$$\text{Нем усл} = \frac{(\sqrt{a(a^2 + b^2)} - 0.54)}{1.97},$$

где a , b — значения по соответствующим осям в цветовой системе CIE-L*a*b*. На примере почв Предуралья показано [13], что Нем усл переувлажненных горизонтов составляет менее 0.1.

Таким образом, преимуществом использования цветовой характеристики почв в целях верификации результатов гидрологического моделирования является простота определения показателей и фиксация информации о цвете почв в стандартном почвенном описании, что открывает возможность создания баз данных по существующим материалам практически для любой территории. На основании цвета возможно выделение участков с постоянным и периодическим переувлажнением, ранжирование исследуемых слоев почв (почвенных ареалов) по продолжительности переувлажнения (от менее к более продолжительному).

В завершении подраздела отметим, что результат определения цвета почв зависит от условий освещения, влажности образца, особенностей цветовосприятия исследователя (при визуальном определении цвета по шкале Мансела) или используемого прибора при инструментальном подходе, что влияет на точность результата. В работе [92] проведен анализ результатов воспроизводимости определения цвета почв визуально, с использованием недорогих портативных (Cube, Nix Pro, Color Muse) и профессиональных колориметров. Показано, что наиболее экономичным и эффективным способом является использование камеры Nix Pro, позволяющей определять цветовые параметры в различных системах, в том числе шкале Мансела и CIE-L*a*b*.

Парциальное давление водорода и активность ионов в почвенных растворах. Заполнение пор влагой приводит к изменению окислительно-восстановительных условий почв, поэтому параметры окислительно-восстановительного состояния почв могут выступать в качестве индикаторов гидрологических процессов в почвах. К таким индикаторам можно отнести значения редокс-потенциала (Eh), отражающего активность ионов в почвенных растворах и парциального давления водорода (pH) [9]. Определение редокс (окислительно-восстановительного) потенциала почв в полевых условиях проводится специальными портативными приборами. Показано, что при значениях редокс-потенциала выше 450 мВ почвы характеризуются окислительной обстановкой и отсутствием переувлажнения, при значениях ниже 200 мВ наблюдается выраженный

восстановительный режим, почвы переувлажнены [17].

Согласно WRB [77], диагностика восстановительных условий, характерных для переувлажненных почв и горизонтов, проводится на основе расчета значений парциального давления водорода (гН) согласно формуле:

$$\text{гН} = E_h \times 29^{-1} + 2 \times \text{рН}$$

при $\text{гН} < 20$ в почве диагностируются восстановительные условия.

Свойства жидкой и газовой фаз почв достаточно быстро приходят в равновесие с особенностями окружающей среды, поэтому диагностические показатели окислительно-восстановительного режима почв характеризуют результат гидрологических процессов за короткий временной период [9]. Быстрый отклик значений E_h и гН на изменение условий окружающей среды может выражаться в том, что почвы, испытывающие сильное весеннее переувлажнение, не будут отличаться по этим показателям от почв, не испытывающих такового, если измерения проводились в сухой летний период. Например, в работе Зайдельмана [27] показано, что глеевые почвы, формирующиеся при глубоком залегании грунтовых вод, могут характеризоваться высокими значениями величины редокс-потенциала в летний период, часто близкими по значениям с автоморфными почвами.

Отметим, что рассмотренные показатели могут являться отражением не только изменения влажности почв, но и сульфидогенеза; поэтому использование значений E_h и гН с целью диагностики процессов переувлажнения в почвах с повышенным содержанием серы или в почвах зоны влияния сернокислых вод, эманации сероводорода, должно проводиться с осторожностью [56].

Морфологические особенности почвенных новообразований. Новообразования металлов с переменной валентностью, кутаны. Железистые, железомарганцевые и марганцевые стяжения и конкреции формируются при сочетании процессов выраженного переувлажнения и иссушения; таким образом, область почвенного профиля, для которой характерно наличие таких новообразований, характеризуется застойно-промывным режимом (современным или реликтовым). Фактором, определяющим количество ортштейнов, является продолжительность анаэробного периода. При кратковременном застое влаги формируются недифференцированные по цвету конкреции, а при длительном застое влаги в ортштейнах четко выделяются Mn-содержащее ядро и светло-бурая ожелезненная внешняя часть [25].

Формирование псевдофибров — плотных, тонких, сцементированных соединениями железа субгоризонтальных прослоев в почвах легкого

гранулометрического состава — связывают с изменением уровня залегания грунтовых вод и особенностями литогенеза или иллювированием растворов, насыщенных окисью железа, в современных или реликтовых условиях [20, 48, 99]. Рудяковые горизонты (в виде сплошной плиты, или конгломерата конкреций, занимающих >50% площади вертикального среза) формируются в результате изменения залегания уровня грунтовых вод или при выклинивании латеральных внутрипочвенных водных потоков, насыщенных закисными формами железа при резкой смене окислительно-восстановительного режима [11, 21]. Псевдофибры и рудяковые горизонты выступают в качестве барьера на пути миграции влаги, поэтому в весенний период они могут приводить к формированию верховодки; под псевдофибрами часто диагностируется зона пониженной влажности [20].

Почвенные кутаны — новообразования, формирующиеся на поверхности агрегатов и отличающиеся от их внутренней части по морфологии и вещественному составу, заметно препятствуют проникновению влаги внутрь педов [7]. Кутаны, как и ходы корней и животных, маркируют зоны преимущественного потока в почвах [90, 104].

Таким образом, использование новообразований металлов с переменной валентностью в качестве индикаторов параметров водного режима может позволить выделить области с контрастным изменением условий увлажнения (наличием периодов явного переувлажнения и иссушения); сравнение количества и морфологического строения ортштейнов исследуемых почв позволяет ранжировать объекты по продолжительности периода переувлажнения.

Карбонатные новообразования. Педогенные карбонаты широко распространены в почвах семигумидных, семиаридных и аридных областей. Их размер, форма, глубина обнаружения, характер распределения по профилю являются индикаторами режима влажности почв — современно-го и прошлого [38, 119].

В работе Хохловой [54] обобщен огромный собственный и литературный материал, посвященный карбонатным новообразованиям и особенностям их формирования (табл. 1). Интерпретация морфологического строения новообразований позволяет сделать предположения о направлении движения влаги в почве, приводящего к их формированию, и скорости испарения растворов.

В работах [28, 30] на примере лесостепных и степных почв выявлено, что глубина формирования крупных карбонатных конкреций (журавчиков) соответствует верхней границе максимального уровня подъема жестких гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод. Показано, что такие крупные новообразования могут формироваться в автоморфных почвах в результате климатиче-

Таблица 1. Карбонатные новообразования и гидрологические условия их образования [54]

Форма	Разновидность	Условия образования
Выпот	Отдельные тонкие волокна, тесно связанные с почвенной массой	При высыхании почвы на дневной поверхности из растворов низкой концентрации
Налет	Волокнистый – ватоподобная масса спутанных волокон в микропустотах Плотный – тонкий гомогенный спой CaCO_3 на поверхности педов Корочка – более мощный толщиной до 1–5 см плотный налет по макротрещинам	Низкая концентрация растворов и быстрое их испарение Более концентрированные растворы и постепенное иссушение почвы Нет данных
Жилки	Слабосцементированные относительно крупные зерна карбонатов Инкрустации по стенкам пор плотной однородной массой CaCO_3 “Столбики” – полости пор целиком заполнены CaCO_3 Жилки окруженные ореолом пропитки	Весной при нисходящей миграции почвенных растворов низкой концентрации карбонатов В начале вегетации из растворов высокой концентрации, целиком заполняющих поры Перемещение карбонатов с пленочной влагой Инфильтрация растворов из почвенной массы в полость поры и осаждение вокруг и по стенкам пор
Белоглазка	Инкреционная – желтоватая, неясноконтурная со значительной примесью глинистого материала Аккреционная – четко отграниченная от вмещающей массы и содержащая минимальное количество кластических зерен	Постепенная концентрация карбонатов в почвенной массе вокруг пор и пустот Испарение пленочной влаги из скоплений ее на стыках педов в межструктурные трещины
Журавчики		Выпадение кальцита при движении коллоидных растворов по капиллярам

ских изменений; в работе [5], основанной на сравнении полевых описаний одних тех же автоморфных почв, исследованных на участке косимой степи Курской области и в агроландшафте Белгородской области в 1950–1960 гг. и в современный период, показано, что в нижней части профилей этих почв за 40–50-летний период появились признаки гидроморфизма в виде оливкового цвета горизонтов и наличия журавчиков. Авторы связывают данное наблюдение с периодическим застоём влаги в почвах (формированием верховодки), вызванным изменением климата – увеличением количества осадков и температур холодного времени года за период с начала 1970-х гг.

Индикатором особенностей водного режима почв может выступать не только тип карбонатных новообразований, но и глубина вскипания почв при реакции с 10%-ной HCl . Так, различия в положении границы вскипания коррелировали с параметрами моделируемых гидрологических процессов по модели HYDRUS-1D [3] для двух агрочерноземов, находящихся длительное время под паром и под кукурузой. В работе [89] показана высокая связь глубины вскипания почв с расчетным слоем перераспределенных осадков, полученных по модели SIMWE. А в работе [5] отме-

чается, что увеличение количества выпадающих осадков может приводить как к увеличению, так и уменьшению глубины залегания границы вскипания карбонатов, что определяется мощностью зоны активного влагооборота и положением границы вскипания в предыдущий сухой период.

В работе [5] выделены типы строения карбонатного профиля черноземов, соответствующие разным гидротермическим режимам их функционирования; выделение типов основано на соотношении в пределах профиля двух зон: миграционной, вскипающей при реакции с 10%-ной HCl и без выраженных форм карбонатных новообразований, либо с их лабильными формами (налеты, плесень); и аккумулятивной с устойчивыми во времени мицелярными и конкреционными формами. Показано, что миграционная зона соответствует зоне максимального влагооборота, для нее характерны как нисходящие, так и восходящие потоки влаги. Всего выделено 3 типа соотношения этих зон в почвенном профиле:

1. Для первого типа характерно наличие хорошо выраженной миграционной зоны (с динамичной границей вскипания) и аккумулятивной зоны, представленной исключительно мицелярными формами карбонатов (зоны не имеют четких

границ в пределах почвенного профиля). Для такого типа профиля характерна мощная (около 1 м) глубина ежегодной весенней влагозарядки, продолжительное присутствие подвижной влаги ниже корнеобитаемого слоя, длительный период восходящего подъема влаги по капиллярам и постепенное испарение растворов в поры-канальцы.

2. В почвах второго типа присутствует ясно выраженный аккумулятивный горизонт с конкреционными формами новообразований; граница вскипания устойчива во времени, миграционная зона в почвах небольшая или отсутствует. Для таких почв характерна небольшая глубина ежегодной влагозарядки (около 0,5 м), и быстрое иссушение, что определяет отсутствие резерва подвижной влаги в средней части профиля и формирование сегрегационных новообразований (как результат быстрого испарения насыщенных растворов). Восходящее движение влаги по капиллярам происходит только в пределах слоя ежегодного промачивания и в течение короткого времени.

3. Наличие мощной миграционной зоны с обильной карбонатной плесенью, приуроченной к средней и нижней частям гумусового горизонта, подстилаемых ясно выраженной аккумулятивной зоной (с преобладанием карбонатных новообразований в виде белоглазки). Такие почвы характеризуются глубоким промачиванием (до 2–3 м), присутствием резерва доступной влаги в средней части почвенного профиля, поднятием влаги по капиллярам в весенне-летний период и резкое иссушение растворов во второй половине лета (обуславливающее преобладание сегрегационных форм карбонатов в средней части профиля).

Добавим, что формирование сегрегационных форм, описанных во втором типе, может являться не только результатом быстрого испарения насыщенных растворов, но и относительно медленно, компенсируемого потоком насыщенных карбонатом кальция растворов.

Горизонт лугового мергеля формируется в условиях выклинивания насыщенных карбонатами водных потоков, в том числе латеральных [27]. Для этого горизонта характерно высокое содержание CaCO_3 (>30%), сплошная белая пропитка.

Таким образом, интерпретация особенностей карбонатного профиля (глубины вскипания почв при реакции с 10%-ной HCl , глубины обнаружения и форм карбонатных новообразований) позволяют судить об особенностях влагозарядки, сезонной миграции растворов, скорости и степени весенне-летнего иссушения, сезонной контрастности температур и влажности почв, что может быть использовано при параметризации и верификации результатов гидрологического моделирования.

Новообразования гипса и легкорастворимых солей. Педогенные новообразования гипса и легкорастворимых солей встречаются в почвах степных, полупустынных и пустынных ландшафтов, как в автоморфных, так и в гидроморфных условиях. В работе Ямновой [59] показано, что форма солевых и гипсовых новообразований связана не с биоклиматической зональностью, а с составом грунтовых вод и почвообразующих пород, особенностями современного и реликтового водного режима.

Как правило, процесс гипсообразования в почвах связан с поступлением насыщенных растворов Ca и SO_4 с грунтовыми водами (порowymi растворами). Вместе с тем известны механизмы образования гипса и в автоморфных условиях за счет обменных реакций между кальцием почвенного поглощающего комплекса и сульфатно-натриевыми водами, а также декарбонизации. В работах [59, 60] на примере Джизакского стационара было выделено 3 морфотипа гипсового горизонта, различающихся условиями соленакопления и водного режима почв. Эти морфотипы устойчивы во времени и сохраняются в почвенном профиле после изменения водного режима, определяющего условия их образования:

1) инкрустационный (мелко-, средне- и крупнокристаллический) представлен в виде отдельных и сросшихся между собой кристаллов гипса. Образование кристаллов приурочено к зоне постоянного капиллярного водонасыщения (в настоящее время или в прошлом). Формирование крупных кристаллов наблюдается в почвах при уровне грунтовых вод менее 1 м. Этот морфотип гипса является наиболее распространенным среди всех остальных;

2) мучнистый морфотип (с мучнистыми формами гипсовых новообразований) диагностируется при близком залегании к поверхности грунтовых вод (<1,1 м) и смене режимов капиллярного увлажнения почв и их иссушения. Сухарчатая разновидность наблюдается для почв с чуть большим уровнем залегания грунтовых вод и чуть менее увлажненных, мергелистая — более близким и чуть более увлажненными;

3) конкреционный — гипсовые конкреции формируются в почвах при глубоком залегании уровня грунтовых вод (~2 м) и периодическом увлажнении почв паводковыми водами. Конкреции представлены гипсовыми друзами разной степени окарбоначенности и характеризуются сложным микроморфологическим строением.

Формирование крупных идиоморфных кристаллов гипса и легкорастворимых солей связывают с их образованием в стабильных условиях при медленном испарении насыщенных растворов; мелких кристаллов — при контрастном режиме увлажнения (сочетании увлажнения и иссуше-

ния), вызванном колебанием уровня грунтовых вод. Наличие коррозии на поверхности кристаллов гипса и легкорастворимых солей свидетельствует о процессах рассоления почв, преобладании нисходящих токов влаги; идеальная форма кристаллов свидетельствует о подтягивании засоленных вод по капиллярам [41]. Образование коркового солевого горизонта на поверхности почвы обусловлено выпотным водным режимом почв [44]. В работах [37, 42] показано, что формирование этого горизонта возможно даже при минерализации грунтовых вод < 1 г/л.

Изменение уровня залегания засоленных грунтовых вод приводит к изменению характера распределения легкорастворимых солей. Так, при понижении уровня грунтовых вод максимум аккумуляции солей может смещаться вниз по профилю, а верхняя часть почвы может быть вымыта от легкорастворимых солей. На примере почв субтропической полупустыни (Джизакская степь) показано, что при снижении уровня грунтовых вод от 105 до 200 см и минерализации от 7 до 8 г/л за 20 лет произошло рассоление верхних 18–20 см и засоление второго метра почвы, ранее водонасыщенного горизонта [59].

В работе Ямновой [59] приведены данные о доле открытых и закрытых пор в различных солевых горизонтах: карбонатных, гипсовых и аккумуляции легкорастворимых солей. Эта информация позволяет оценить особенности фильтрации воды в перечисленных горизонтах. Показано, что в гипсовых и карбонатных горизонтах при относительно небольшой общей пористости преобладают закрытые поры; в горизонтах с накоплением легкорастворимых солей, наоборот, преобладают открытые поры и характерна относительно высокая пористость. Следовательно, карбонатные и гипсовые горизонты почв характеризуются слабыми фильтрационными свойствами в сравнении с горизонтами аккумуляции легкорастворимых солей. Эти данные могут быть учтены при параметризации гидрологических моделей для региональных условий. Сложность использования новообразований солей в почвах для верификации результатов гидрологического моделирования заключается в их зачастую реликтовой природе и возможным отсутствием связи с современными процессами перемещения влаги.

Классификационное положение почв. В факторно-генетической Классификации почв СССР [34] особое внимание уделено связи почв с положением уровня грунтовых вод. Согласно классификации, черноземы формируются в автоморфных условиях почвообразования при уровне залегания грунтовых вод более 6 м, лугово-черноземные почвы при глубине грунтовых вод в 3–6 м, черноземно-луговые — 1.5–3 м, болотные почвы — < 1.5 м. Данная особенность позволила использовать ин-

формацию с почвенных карт (интерпретацию уровня грунтовых вод в почвах согласно их классификационному положению) для параметризации уравнивания непрерывности стационарного состояния в кинематической волновой форме для почв лесостепи Окско-Донской низменности [118].

Изучение водного режима почв на стационарах позволило охарактеризовать динамику влажности почв, уровня залегания грунтовых вод, особенности влагозарядки, иссушения и других свойств различных типов почв [4, 6, 36, 43, 55]. Например, показано, что водный режим черноземов обыкновенных и южных относится к непромывному типу (сквозное промачивание отсутствует) за период наблюдений с 1950 по 1960-е гг. В работе [5] показано изменение водного режима этих почв в сторону большей гумидизации в период с 1970-х по настоящее время — для почв наблюдалось периодически полное промачивание профиля. Отметим, что изменение водного режима почв за указанный период не повлекло существенных изменений в классификационно значимых почвенных свойствах, почвы по-прежнему диагностированы как черноземы обыкновенные и южные. Следовательно, однозначная диагностика водного режима почв по их классификационной принадлежности является дискуссионной.

В американской классификации Keys to soil taxonomy [82] большое количество подпорядков и даже больших почвенных групп выделено на основании водного режима почв. Водный режим при этом определяется для некоторой части почвенного профиля, называемой участком контроля влажности (moisture control section (MCS)) — верхняя граница MCS определяется глубиной промачивания почвы 2.5 см осадков за 24-часовой период, нижняя — 7.5 см за 48-часовой период. В среднем для суглинистых почв MCS приурочен к глубинам 10–30 см, для песчаных — 30–90 см. Всего выделяется 6 водных режимов: Aquic (не используется для выделения таксономических единиц классификации), Aridic (Torric), Udic, Perudic, Ustic, Xeric. Последние пять режимов определяются числом дней с сухим или мокрым состоянием MCS. Данная информация может быть использована при верификации результатов гидрологического моделирования особенностей водного режима почв.

ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ ПАРАМЕТРОВ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ

Показатели влажности почв и воздухоносной пористости. Влажность почв может быть выражена в виде абсолютного, относительного содержания влаги, гидрологических констант. Согласно Роде [44], переувлажнение почв наступает при влажности выше наименьшей влагоемкости; при

продолжительном периоде повышенного, относительно наименьшей влагоемкости, увлажнения почв, почва может быть отнесена к гидроморфной. Романовой [45] на основании многолетних исследований и обобщения массива данных сети Гидрометеостанций в качестве критерия гидроморфизма почв Беларуси предложено считать количество дней с влажностью больше наименьшей влагоемкости в слое 0–20 см. По этому критерию проведено разделение почв на автоморфные, полугидроморфные и гидроморфные.

Показатель воздухоносной пористости является обратным величине объемной влажности. На основе показателя воздухоносной пористости (рассчитывается как разница между общей пористостью и фактической объемной влажностью) Шеиным [58] и Зайдельманом [26] выделены пороговые значения экологического переувлажнения — то есть такого состояния водно-воздушного режима почв, при котором наблюдается негативное воздействие на урожай сельскохозяйственных культур. Согласно Шеину [58], экологическое переувлажнение наступает при воздухоносной пористости в 10% и менее, Зайдельману [26] — при 8% в пахотном и 6% в подпахотном горизонтах.

В работе Анциферовой [2] показано, что буроземы разной степени оглеения достоверно отличаются друг от друга по длительности периода с воздухоносной пористостью ниже 10% в слое 0–100 см вне зависимости от условий атмосферного увлажнения (пониженного, среднего или повышенного) за рассматриваемые в работе периоды. При этом продолжительность периода с влажностью почв больше наименьшей влагоемкости в слое 0–100 см достоверно отличалась для буроземов разной степени оглеения только в условиях среднего и повышенного увлажнения; влажностью менее влажности разрыва капилляров в слое 0–100 см, только в сухие годы.

Таким образом, показатели, основанные на измерении влажности или воздухоносной пористости, могут характеризовать как актуальное состояние почв (например, наличие переувлажнения или иссушения в настоящий момент), так и особенности водного режима почв в целом. Данные о влажности и воздухоносной пористости могут быть использованы как при параметризации гидрологических моделей, так и при верификации полученных результатов.

Формы нахождения и содержания железа в почвах. Критерии Швертмана ($K_{ш}$), Водяницкого ($K_{в}$) и Бодегома ($K_{б}$) основаны на различных соотношениях содержаний железа, экстрагируемых из почв реактивами Тамма ($Fe_{окс}$) и Мера–Джексона ($Fe_{дит}$), и имеют вид [9]:

$$K_{ш} = \frac{Fe_{окс}}{Fe_{дит}},$$

$$K_{б} = 0.19Fe_{окс} - 0.028(Fe_{дит} - Fe_{окс}),$$

$$K_{в} = \frac{Fe_{окс}}{Fe_{окс} + Fe_{дит}}.$$

Принципиально важным отличием критериев друг от друга является то, что в случае $K_{ш}$ и $K_{б}$ используются параллельные вытяжки из почв, для $K_{в}$ — последовательная. Чем больше значение критериев, тем выше степень переувлажнения. Дискуссионным остается вопрос, почему предложенные соотношения вытяжек реактивом Тамма и Мера–Джексона реагируют на степень переувлажнения почв. В качестве объяснений приводятся предположения об увеличении доли аморфных соединений, извлекаемых реактивом Тамма, в оглеенных почвах [19, 62]; высокая чувствительность реактива Тамма к присутствию Fe^{2+} , каталитически ускоряющего растворение Fe^{3+} -(гидр)оксидов [10, 12].

Критерий Швертмана используется для диагностики процессов переувлажнения почв, формирующихся в широком спектре физико-географических условий [1, 9, 53]. Единой шкалы значений связи критерия с почвенным гидроморфизмом не существует [9], однако для каждого региона можно создавать свои полуколичественные шкалы. Показано, что этот критерий позволяет более надежно выявить почвы с поверхностным, чем с грунтовым увлажнением [31], и характеризует актуальные процессы переувлажнения почв [1].

Как и критерий Швертмана, критерий Бодегома используется для почв, формирующихся в различных ландшафтных условиях [1, 9, 114]. Этот критерий позволяет количественно оценить содержание Fe^{2+} , образованного в результате биогеохимических процессов [114]. Помимо особенностей гидроморфизма, критерий Бодегома может характеризовать интенсивность выделения метана из почв [73].

Критерий Водяницкого [9] пока не получил широкого распространения при диагностике почвенного гидроморфизма; вместе с тем он является очень перспективным в силу наличия единой универсальной шкалы, связывающей степень проявления гидроморфизма и значения коэффициентов, а также использования параллельных вытяжек, повышающих точность определения различных форм железа. Переувлажнение отсутствует в почвах при значениях коэффициента <0.15 ; значения >0.6 соответствуют переувлажненным почвами. Как и перечисленные выше критерии, критерий Водяницкого может использоваться для почв, формирующихся в различных физико-географических условиях.

В работе Зайдельмана [27] для диагностики переувлажнения карбонатных почв со слабодифференцированным профилем (дерново-карбонатных, дерново-глеевых) предложен коэффициент, равный отношению содержания железа в пирофосфатной вытяжке (по Баскомбу; органо-минеральное железо) к содержанию железа в вытяжке реактивом Тамма; чем больше значение коэффициента, тем продолжительнее период переувлажнения. Этот коэффициент успешно использован для почв, формирующихся на пермских красноцветных отложениях, цветовые особенности которых маскируют морфохроматические признаки переувлажнения почв [27].

Еще одним диагностическим критерием протекания процессов переувлажнения является показатель окисленности железа (Ko), определяемый, в частности, по результатам мессбауровской ЯГР-спектроскопии и согласно формуле [9]:

$$Ko = \frac{Fe^{3+}}{(Fe^{3+} + Fe^{2+})}.$$

Чем больше значение показателя, тем меньше выражены процессы оглеения. Этот показатель может использоваться в условиях как гумидного, так и семиаридного климата [9]. Перечисленные индикаторы характеризуют особенности актуального водного режима почв и могут быть использованы для верификации смоделированных параметров гидрологических процессов, соответствующих современным условиям почвообразования. Особенности внутрипрофильного/ландшафтного распределения показателей позволяют ранжировать исследуемые объекты согласно продолжительности периода переувлажнения.

Химический состав почвенных новообразований. Согласно [29, 78], отношение железа к марганцу в составе ортштейнов (определяемое в одно нормальной серноокислой вытяжке), зависит от продолжительности и интенсивности периода переувлажнения почв. Данный коэффициент (отношение железа к марганцу в составе ортштейнов) получил название коэффициента заболоченности [29] или коэффициента Зайдельмана [9]. Значения коэффициента и соответствующие им уровни переувлажнения были получены для различных суглинистых и глинистых отложений (покровных, моренных, двучленных, озерно-ледниковых, пермских и некоторых других) и опубликованы в работах [22–24, 32]. Абсолютные значения коэффициента могут варьировать в широких пределах (от 0.001 до 5000); чем больше значение коэффициента в рассматриваемом ряду почв, формирующихся в сходных литологических и климатических условиях, тем выше интенсивность и продолжительность переувлажнения почв. В работе [46] показано, что данный коэффициент может применяться не только к орт-

штейнам, но и к другим железо-марганцевым новообразованиям за исключением рорейштенгов. Отметим, что коэффициент заболоченности неприменим для почв на карбонатных почвообразующих породах.

Содержание подвижных форм железа, марганца, а также фракционный состав фосфатов ортштейнов позволяют диагностировать источник переувлажнения почв – поверхностный или грунтовый, как это было показано на примере почв севера Тамбовской равнины [26]. Кроме того, Зайдельманом с соавт. [24] отмечено, что отношение содержания железа, извлекаемого вытяжкой Мера–Джексона из ила кутан и ила почвообразующей породы, коррелирует с интенсивностью и продолжительностью процессов переувлажнения почв. Предложен следующий коэффициент:

$$\frac{(Fe_{\text{ил, порода}} - Fe_{\text{ил, кутана}}) \times 100}{Fe_{\text{ил, порода}}}.$$

Определение этого коэффициента является достаточно трудоемким, как с точки зрения отбора образцов (главным образом, кутан), так и проведения химико-аналитических работ (необходимо фракционирование образцов по гранулометрическому составу), поэтому коэффициент используется очень редко.

Таким образом, рассмотренные коэффициенты могут применяться для верификации продолжительности периода переувлажнения почв и выявления участков с разными условиями увлажнения. Эти критерии подходят только для почв с контрастным водным режимом – наличием периодов иссушения и переувлажнения; они могут характеризовать не только современные, но и реликтовые условия увлажнения, что делает дискуссионным использование коэффициентов в качестве критериев для верификации результатов гидрологического моделирования.

Минералогический состав почв. Присутствие минералов гематита связывают с преобладанием выраженной окислительной обстановки (отсутствием переувлажнения), ферригидрит, фероксигит, лепидокрокит и гетит наоборот – выраженным переувлажнением [8, 66, 101]. Специфическим минералом железа, формирующимся только в переувлажненных песчаных почвах или торфах, является грин раст; этот минерал является очень неустойчивым и чувствительным к окислительно-восстановительным условиям: он присутствует в почвах только в восстановительные периоды и исчезает в окислительные [16]. Гидроксиды железа могут образовываться как в составе железо-марганцевых конкреций, ортштейнов, так и в плазме почвы, образуя скопления или рассеиваясь в почве. Для определения минералогического состава может быть использована мессбауровская ЯМР-спектроскопия, рентген-

дифрактометрия, электронная просвечивающая микроскопия, сопряженная с микродифракцией электронов.

Ферригидрит встречается как в таежных, так и степных почвах. Для образования ферригидрита благоприятны высокие значения редокс-потенциала и обилие органических лигандов. Фероксигид, как и ферригидрит, образуется в почвах биотическим путем; его формирование связано с переменными значениями Eh при дефиците органического вещества. Ферроксигид встречается только в кислых почвах. Его преобладание в составе почвенных конкреций свидетельствует об актуальных (современных) процессах переувлажнения почв. Как и фероксигид, лепидокрит формируются при переменном окислительно-восстановительном потенциале и недостатке органического углерода, но, преимущественно, в условиях холодного климата и абиотическим путем. В работе [102] показано, что этот минерал преимущественно приурочен к новообразованиям железа с высоким содержанием глинистых минералов.

Гетит является самым распространенным минералом гидроксида железа в почвах; его формирование происходит абиотическим путем, а высокое содержание органического углерода способствует формированию гетита в составе конкреций. При этом уменьшение доли алюминия в составе гетита является реакцией на почвенное переувлажнение. Преобладание гетита в составе конкреций (по сравнению с другими минералами железа) свидетельствует об унаследованном глее, формировании новообразований в более ранние периоды почвообразования [9].

Количественным показателем, основанным на особенностях минералогического состава, может являться критерий гидроксидогенеза (Кгг) железа, определяемый согласно формуле [9]:

$$\text{Кгг} = \frac{\text{гидроксиды железа}}{(\text{гидроксиды железа} + \text{оксиды железа})}.$$

Содержание гидроксидов железа интерпретируется как содержание гетита, оксидов железа — гематита.

Наибольший интерес при использовании данных о минералогическом составе почв в целях верификации результатов гидрологического моделирования заключается, на наш взгляд, в выявлении/подтверждении генетических построений особенностей формирования вторичных минералов в почвах.

Характеристика органического вещества почв. Влажность почв влияет на активность и численность микробной биомассы [103], способствует дестабилизации органического вещества, делая его более доступным для почвенных микроорганизмов [81]. Поэтому влажность почвы — один из ведущих параметров окружающей среды, контро-

лирующих минерализацию органического вещества почв и вновь поступающих растительных остатков [88, 107]. Таким образом, характеристика процесса минерализации органического вещества или особенностей его состава, может выступать в качестве диагностического показателя изменения параметров водного режима почв. Отметим, что влияние увлажнения почв на скорость минерализации не является линейным и имеет куполообразный характер — минимальные значения приходятся как на условия недостатка, так и явного избытка влаги [103].

Эмиссия углекислого газа из почвы — один из важных показателей скорости минерализации органического вещества, чутко реагирующий на изменение влажности почв в краткосрочном периоде [106]. Для характеристики долгосрочного влияния недостатка влаги/нормального увлажнения или переувлажнения почв на минерализуемость органического вещества в работах [51, 52, 79] использован целый комплекс показателей: содержание потенциально минерализуемого углерода, легко- умеренно- и трудноминерализуемых фракций активного органического вещества. Показано, что при увеличении влажности черноземов, каштановых и серых лесных почв от 10 до 40% происходит увеличение степени минерализуемости органического вещества почв [52]. При этом наиболее чувствительной к изменению условий увлажнения является фракция легкоминерализуемого органического вещества, ее доля в структуре активного органического вещества увеличилась в 1.5 раза при увеличении влажности почв [51].

Динамика содержания водорастворимой фракции органического вещества почв также может выступать в качестве показателя степени увлажнения почв. В работе [65] на примере модельного эксперимента показан рост содержания водорастворимой фракции органического углерода, извлекаемого из лесной подстилки при увлечении ее увлажнения. Временное поверхностное сезонное переувлажнение способствует закреплению водорастворимой фракции органического вещества в почве [33].

В почвах тундровых и таежных зон избыточное увлажнение достоверно влияет на накопление гумусовых соединений и оказывает воздействие на их молекулярную структуру [40]. Постоянное переувлажнение может вызывать процесс торфонакопления; переувлажнение в течение большей части вегетационного периода — формирование перегнойного горизонта [18, 91].

В работе Зайдельмана [27] показана связь между значениями оптической плотности пирофосфатной вытяжки, экстрагируемой из гумусового горизонта, и продолжительностью переувлажнения карбонатных почв со слабыми визуальными

признаками проявления гидроморфизма (в силу особенностей почвообразующих пород). Степанцова и Красин [49] предложили коэффициент степени гидроморфизма почв, основанный на соотношении оптических плотностей щелочной и пирофосфатной вытяжек из материала пахотного горизонта почв. Этот коэффициент успешно применялся для оценки продолжительности поверхностного переувлажнения почв [31, 39], диагностики грунтового переувлажнения и уровня залегания грунтовых вод [49] в почвах лесостепи. Коэффициент степени гидроморфизма отражает качество органического вещества почв, поскольку представляет собой отношение фракций I (свободные и связанные с полуторными окислами) и II (связанные с кальцием) гумусовых веществ; вероятно, другие показатели качества органического вещества, такие как отношение углерода гуминовых кислот к фульвокислотам, показатель гумификации, оптическая плотность гуминовых кислот и др. [47] тоже могут быть использованы в качестве диагностических показателей параметров водного режима почв.

Таким образом, особенности органического вещества почв могут применяться для верификации результатов гидрологического моделирования как за короткий (часы), так и продолжительный (месяцы—годы) периоды.

Изотопный состав почвенной влаги. Стабильные изотопы почвенной влаги: кислород ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$) и водород ($^1\text{H}/^2\text{H}$; ^3H) — являются природными трассерами для изучения особенностей перемещения влаги в почвах; включение этого раздела в обзор обусловлено высокой перспективностью использования изотопного состава поровых и лизиметрических вод в целях верификации параметров водного режима почв и слабым освещением данного вопроса в отечественной литературе.

Внутрипочвенное испарение и испарение воды с поверхности почвы приводят к изменению соотношений стабильных изотопов: поскольку молекулярная масса $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ (20.015 г/моль, [76]) больше, чем $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ (19.017 г/моль [76]), происходит чуть более интенсивное испарение более легких молекул. Таким образом, изотопный состав почвенной влаги становится отличным от изотопного состава выпавших осадков в сторону его обогащения тяжелыми изотопами. Данный процесс называется испарительным фракционированием. В работе [71], посвященной метаанализу изотопного состава воды поровых пространств, выявлено, что в условиях аридного климата процессы испарительного фракционирования характерны до глубины 3 м, средиземноморского климата — 0.5 м и до 0.2–0.3 м в почвах умеренного климата.

В целом растения не влияют на изменение изотопного состава воды при корневом поглоще-

нии влаги, за исключением некоторых видов галофитов [86] и ксерофитных кустарников [69]. При этом испарение воды через устьица растений приводит к фракционированию изотопного состава [118]. На базе специальных физико-математических моделей возможно определение соотношения воды транспирационного генезиса к воде, испарившейся с поверхности почвы [95, 117, 120, 121]. Кроме того, анализ изотопного состава воды может быть применен для выявления зоны влияния корневого поглощения влаги [97].

В работе [108] приведен обзор исследований, направленных на изучение особенностей гидрологических процессов в почвах методами изотопного анализа стабильных изотопов воды. В частности, показана возможность определения источников поступления влаги в почву (с атмосферными осадками, грунтовыми водами) и их соотношения [83, 93], выявления предпочтительного радиального и латерального внутрипочвенного потока [98], продолжительности пребывания влаги в почвах и скорости фильтрации [109, 111].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы радиального и латерального внутрипочвенного перераспределения влаги способствуют формированию в почвах целого ряда специфических свойств с разным временем формирования и устойчивостью к изменению факторов среды. Использование почвенных свойств в целях верификации результатов гидрологического моделирования параметров водного режима почв основано на сопоставлении внутрипрофильного распределения показателей и смоделированных параметров. Аналогичный принцип может быть применен при верификации особенностей внутрипочвенного латерального стока — в качестве индикаторов процесса могут быть использованы свойства сопряженных почвенных ареалов. Использование почвенных свойств в качестве индикаторов процессов внутрипочвенного перемещения влаги способствует углублению знаний о генезисе почв и отдельных почвенных свойств.

На основании стандартного полевого описания почв возможно выделение областей почвенного профиля (их глубины обнаружения, мощности), для которых характерен постоянный (по цвету) и периодический (характер окраски, наличие новообразований металлов с переменной валентностью) застой влаги. В ландшафтах со сбалансированным или недостаточным увлажнением особенности расположения глубины вскипания почв и обнаружения карбонатных новообразований позволяют выявить зону наибольшего влагооборота (наличия как восходящих, так и нисходящих потоков влаги). Новообразования гипса, легкорастворимых солей позволяют сделать предположения о глубине залегания уровня капиллярной

каймы. Глинистые кутаны, ходы корней и почвенных животных маркируют пути преимущественных потоков. Мергелистый и рудяковый почвенные горизонты могут являться результатами латерального внутрпочвенного потока. Морфология и размеры новообразований карбонатов, гипса и легкорастворимых солей соответствуют условиям их кристаллизации (относительно медленной или интенсивной), а также позволяют сделать предположения о насыщенности растворов. Солевые новообразования могут быть унаследованы почвой от предыдущих условий почвообразования; определение современного или реликтового генезиса новообразований полевыми методами является затруднительным, необходимы дополнительные исследования (например, микроморфологические), что усложняет использование этих критериев в целях верификации результатов гидрологического моделирования и делает их дискуссионными.

Аналитические показатели диагностики параметров водного режима направлены на оценку количественного соотношения гидрологических процессов в почве; в основном, они позволяют охарактеризовать продолжительность и интенсивность периода переувлажнения. К таким показателям относятся коэффициенты, базирующиеся на соотношениях различных форм металлов с переменной валентностью (Швертмана, Водяницкого, Бодегома, Зайдельмана) и особенностях состава органического вещества почв. Содержание подвижных форм железа, марганца и фракционный состав фосфатов ортштейнов, а также соотношение оптических плотностей щелочной к пирофосфатной вытяжек позволяют диагностировать источник переувлажнения почв: поверхностный или грунтовой. Использование минералогического состава почв и микроморфологического строения солевых новообразований в целях диагностики особенностей водного режима почв может позволить разделить современные и реликтовые черты переувлажнения.

Аналитические методы диагностики параметров водного режима характеризуются разной степенью трудоемкости, включающей как сложность отбора образцов для анализов (например, срезания кутан с граней педов), так и их пробоподготовку, сам процесс анализа. Значения большинства диагностических показателей зависят, в том числе от литологических особенностей почвообразующих пород, что обуславливает необходимость создания локальных и региональных шкал значений показателей для оценки степени переувлажнения почв. Например, одни и те же значения коэффициента степени гидроморфизма могут соответствовать контрастным по условиям увлажнения почвам. Критерий Швертмана является наиболее часто используемым аналитическим индикатором диагностики переувлажнен-

ных почв, возможность и эффективность использования которого показана для широкого спектра почв.

Проведенный обзор показывает, что верификация результатов гидрологического моделирования по свойствам почв потенциально возможна для процессов нисходящего и бокового стока, физического испарения влаги, транспирации, эвапотранспирации, капиллярного подъема. Свойства почв, определяемые как в полевых, так и в лабораторных условиях, позволяют верифицировать результаты моделирования продолжительности переувлажнения почв для широкого временного диапазона.

Упорядочивание рассмотренных в обзоре индикаторов с точки зрения их генетической интерпретации, характерного времени формирования равновесного состояния признаков и их устойчивости к изменению параметров окружающей среды, использования в целях верификации имитационного моделирования гидрологических процессов не может быть универсальным для всех географических обстановок и должно быть адаптировано к зонально-провинциальным особенностям почвенного покрова.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность к. г. н. А.Ю. Юровой за обсуждение статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-29-05277 (обзор полевых методов диагностики параметров водного режима почв) и Российского научного фонда, проект № 22-77-10062 (обзор лабораторных методов диагностики параметров водного режима почв).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветов Н.А., Сопова Е.О., Головлева Ю.А., Кирюшин А.В., Красильников П.В. Диагностика гидроморфизма в почвах автономных позиций Северо-Сосьвинской возвышенности (Западная Сибирь) // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1283–1283.
2. Анциферова О.А. Гидрологический режим буроземов в агроландшафтах Самбийской равнины (Калининградская область) // Почвоведение. 2022. № 6. С. 713–727.
3. Архангельская Т.А., Хохлова О.С., Мякшина Т.Н. Математическое моделирование водного режима

- двух агрочерноземов с различным уровнем залегания карбонатов // Компьютерные исследования и моделирование. 2016. Т. 8. № 2. С. 401–410.
4. *Афанасьева Е.А.* Водно-солевой режим обыкновенных и южных черноземов юго-востока европейской части СССР. М.: Наука, 1980. 217 с.
5. *Базыкина Г.С., Овечкин С.В.* Влияние цикличности климата на водный режим и карбонатный профиль черноземов центра европейской части России и сопредельных территорий // Почвоведение. 2016. № 4. С. 475–488.
6. *Большаков А.Ф.* Водный режим мощных черноземов Среднерусской возвышенности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 200 с.
7. *Бронникова М.А., Таргульян В.О.* Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв. М.: Академкнига, 2005. 197 с.
8. *Водяницкий Ю.Н.* Гидроксиды железа в почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1341–1352.
9. *Водяницкий Ю.Н.* Диагностика переувлажненных минеральных почв. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2008. 81 с.
10. *Водяницкий Ю.Н.* О растворимости реактивом Тамма железистых минералов // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1217–1229.
11. *Водяницкий Ю.Н.* Строение рудяковых отдельностей из песчаных почв Подмоскovie // Почвоведение. 1983. № 11. С. 84–90.
12. *Водяницкий Ю.Н.* Химия и минералогия почвенного железа. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2003. 238 с.
13. *Водяницкий Ю.Н., Васильев А.А., Моргун Е.Г., Румянцева К.А.* Селективность реактивов при извлечении железа из почв // Почвоведение. 2007. № 10. С. 1205–1216.
14. *Водяницкий Ю.Н., Кириллова Н.П.* Использование системы CIE-L*a*b* для характеристики цвета почв // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1337–1346.
15. *Водяницкий Ю.Н., Шишов Л.Л.* Изучение некоторых почвенных процессов по цвету почв. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2004. 88 с.
16. *Водяницкий Ю.Н., Шоба С.А.* Эфемерные Fe (II)/Fe (III) двойные слоистые гидроксиды в гидроморфных почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2015. № 3. С. 277–287.
17. *Горбылев А.И., Воробьев В.Б., Петровский Е.И.* Почвоведение. М.: ИНФРА-М, 2014. 400 с.
18. *Грачева Р.Г.* Запись природной среды в гидроморфных почвах // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. 2008. С. 106–127.
19. *Зайдельман Ф.Р.* Генезис и экологические основы мелиорации почв и ландшафтов. М.: КДУ, 2009. 720 с.
20. *Зайдельман Ф.Р.* Естественное и антропогенное переувлажнение почв. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.
21. *Зайдельман Ф.Р.* Морфоглеогенез, его визуальная и аналитическая диагностика // Почвоведение. 2004. № 4. С. 389–398.
22. *Зайдельман Ф.Р., Банников М.В.* Водный режим и генезис псевдофибровых и глеевых почв полесий // Почвоведение. 1996. № 10. С. 1213–1221.
23. *Зайдельман Ф.Р., Нарокова Р.П.* Рудяковые почвы-железистые солончаки таежной зоны (генезис и использование) // Биологические науки. 1974. № 12. С. 106–112.
24. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С.* Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 216 с.
25. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С., Санжаров А.И.* Кутаны и ортштейны неоглеенных и оглеенных дерново-подзолистых почв на карбонатной морене и их диагностическое значение // Почвоведение. 1979. № 1. С. 28–36.
26. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С., Степанцова Л.В., Сафронов С.Б., Красин В.Н.* Марганец, железо и фосфор в ортштейнах черноземовидных почв севера Тамбовской равнины и их значение для диагностики степени оглеения // Почвоведение. 2009. № 5. С. 521–531.
27. *Зайдельман Ф.Р., Оглезнев А.К.* Количественное определение степени заболоченности почв по свойствам конкреций // Почвоведение. 1971. № 10. С. 94–101.
28. *Зайдельман Ф.Р., Рыдкин Ю.И., Земскова Т.П.* Диагностическое значение кутан и ортштейнов для оценки степени заболоченности серых лесных почв // Почвоведение. 1987. № 4. С. 85–94.
29. *Зайдельман Ф.Р., Санжаров А.И., Полонская Л.И.* Кутаны и ортштейны дерново-подзолистых неоглеенных и оглеенных почв на ленточных глинах и их диагностическое значение // Почвоведение. 1982. № 11. С. 17–25.
30. *Зайдельман Ф.Р., Селищев А.А., Никифорова А.С.* Карбонатные конкреции почв гумидных ландшафтов и их диагностическое значение // Почвоведение. 2000. № 4. С. 405–415.
31. *Зайдельман Ф.Р., Степанцова Л.В., Никифорова А.С., Красин В.Н., Даутоков И.М., Красина Т.В.* Новообразования (ортштейны и псевдофибры) поверхностно-оглеенных супесчаных почв севера Тамбовской равнины // Почвоведение. 2019. № 5. С. 544–557.
32. *Зайдельман Ф.Р., Степанцова Л.В., Никифорова А.С., Красин В.Н., Сафронов С.Б., Красина Т.В.* Генезис и деградация черноземов европейской России под влиянием переувлажнения // Способы защиты и мелиорации. Воронеж: Кварта, 2013. 352 с.
33. *Караванова Е.И.* Водорастворимые органические вещества: фракционный состав и возможности их сорбции твердой фазой лесных почв (обзор литературы) // Почвоведение. 2013. № 8. С. 924–924.
34. *Классификация и диагностика почв СССР.* М.: Колос. 1977. 221 с.
35. *Козловский Ф.И.* Теория и методы изучения почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2003. 536 с.

36. *Коковина Т.П.* Водный режим мощных черноземов и влагообеспеченность на них сельскохозяйственных культур. М.: Колос, 1974. 302 с.
37. *Королюк Т.В.* Особенности солевой динамики в длительно-сезонно-мерзлотных засоленных почвах южного Забайкалья // Почвоведение. 2014. № 5. С. 515–529.
38. *Лебедева И.И.* Гумусовые и карбонатные аккумуляции как диагностические критерии в черноземах Восточной Европы // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2011. № 68. С. 3–18. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2011-68-3-18>
39. *Левченко Е.А., Лозбенев Н.И., Козлов Д.Н.* Диагностика внутриландшафтной дифференциации гидроморфизма почв лесостепи Вороно-Цнинского междуречья Приволжской возвышенности // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2019. № 3. С. 38–48.
40. *Лодыгин Е.Д., Безносиков В.А., Василевич Р.С.* Молекулярный состав гумусовых веществ тундровых почв (13С-ЯМР-спектроскопия) // Почвоведение. 2014. № 5. С. 546–552.
41. *Панкова Е.И., Айдаров И.П., Голованов Д.Л., Ямнова И.А.* Засоление как основной почвообразовательный процесс в почвах природных оазисов Гобийских пустынь // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1155–1155.
42. *Панкова Е.И., Ямнова И.А.* Формы солевых аккумуляций в гидроморфных хлоридных и сульфатных солончаках Монголии // Почвоведение. 1980. № 2. С. 99–108.
43. *Роде А.А.* Водный режим некоторых основных типов почв СССР (по многолетним данным). Избр. тр. Т. 4. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2009. С. 292–345.
44. *Роде А.А.* Водный режим почв и его регулирование. М.: АН СССР, 1963. 119 с.
45. *Романова Т.А.* Водный режим почв Беларуси. Минск: ИВЦ Минфина, 2015. 144 с.
46. *Росликова В.И.* Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996, 291 с.
47. *Семенов В.М., Козут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
48. *Смеян Н.И., Лисица В.Д., Сергеенко В.Т.* О формировании почв на збровидных песчаных и лессовидных отложениях Белоруссии // Почвоведение. 2000. Т. 7. С. 800–807.
49. *Степанцова Л.В., Красин В.Н.* Количественный показатель глубины залегания грунтовых вод в черноземовидных почвах севера Тамбовской равнины // Вестн. МичГАУ. 2011. Ч. 1. № 2. С. 106–110.
50. *Таргульян В.О., Герасимова М.И., Целищева Л.К., Шоба С.А.* Оглеение и морфотипы глея // Почвоведение. 1987. № 7. С. 16–24.
51. *Тулина А.С., Семенов В.М.* Оценка чувствительности минерализуемого пула почвенного органического вещества к изменению температуры и влажности // Почвоведение. 2015. № 8. С. 952–952.
52. *Тулина А.С., Семенов В.М., Розанова Л.Н., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А.* Влияние влажности на стабильность органического вещества почв и растительных остатков // Почвоведение. 2009. № 11. С. 1333–1340.
53. *Хитров Н.Б., Чевердин Ю.И., Роговнева Л.В.* Двумерное распределение свойств вертикального солонца с микрорельефом гильгай в Каменной Степи // Почвоведение. 2018. № 11. С. 1285–1298.
54. *Хохлова О.С.* Карбонатное состояние степных почв как индикатор и память их пространственно-временной изменчивости. Дис. ... докт. геогр. наук. М., 2008.
55. Черноземы СССР / Отв. ред. В.М. Фридланд. М.: Колос, 1974. 560 с.
56. *Шарапова А.В.* Окислительно-восстановительное состояние почв Среднерусской лесостепи в зоне влияния терриконов угольных шахт. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2013. С. 23.
57. *Шеин Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
58. *Шеин Е.В., Болотов А.Г., Дембовецкий А.В.* Гидрология почв агроландшафтов: количественное описание, методы исследования, обеспеченность почвенных запасов влаги // Почвоведение. 2021. Т. 55. № 9. С. 1076–1084.
59. *Ямнова И.А.* Новообразования легкорастворимых солей и гипса в аридных почвах России и сопредельных стран: диагностика, генезис, антропогенная трансформация. Дис. ... докт. с.-х. наук. М., 2018.
60. *Ямнова И.А., Панкова Е.И.* Гипсовые новообразования и формирующие их элементарные почвообразовательные процессы // Почвоведение. 2013. № 12. С. 1423–1423.
61. *Beff L., Gunther T., Vandoorne B., Couvreur V., Javaux M.* Three-dimensional monitoring of soil water content in a maize field using Electrical Resistivity Tomography // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2013. V. 17. P. 595–609. <https://doi.org/10.5194/hess-17-595-2013>
62. *Bishop J.M., Callaghan M.V., Cey E.E., Bentley L.R.* Measurement and simulation of subsurface tracer migration to tile drains in low permeability, macroporous soil // Water Resources Res. 2015. V. 51. № 6. P. 3956–3981. <https://doi.org/10.1002/2014WR016310>
63. *Campforts B., Vanacker V., Vanderborgh J., Baken S., Smolders E., Govers G.* Simulating the mobility of meteoric 10 Be in the landscape through a coupled soil-hillslope model (Be2D) // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 439. P. 143–157.
64. *Chen N., Li X., Šimůnek J., Zhang, Y., Shi H., Hu, Q., Xin M.* Evaluating soil salts dynamics under biodegradable film mulching with different disintegration rates in an arid region with shallow and saline groundwater: Experimental and modeling study // Geoderma. 2022. V. 423. P. 115969. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.115969>
65. *Christ M.J., David M.B.* Temperature and moisture effects on the production of dissolved organic carbon in a Spodosol // Soil Biol. Biochem. 1996. V. 28. № 9.

- P. 1191–1199.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(96\)00120-4](https://doi.org/10.1016/0038-0717(96)00120-4)
66. Cornell R.M., Schwertmann U. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences, and uses. Weinheim: Wiley-vch, 2003. 664 p.
 67. Dobriyal P., Qureshi A., Badola R., Hussain S.A. A review of the methods available for estimating soil moisture and its implications for water resource management // J. Hydrology. 2012. V. 458. P. 110–117.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.021>
 68. Ehrhardt A., Groh J., Gerke H.H. Wavelet analysis of soil water state variables for identification of lateral subsurface flow: Lysimeter vs. field data // Vadose Zone J. 2021. T. 20. № 3. P. e20129.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.021>
 69. Ellsworth P.Z., William D.G. Hydrogen isotope fractionation during water uptake by woody xerophytes // Plant Soil. 2007. V. 291. P. 93–107.
<https://doi.org/10.1007/s11104-006-9177-1>
 70. Evans C.V., Franzmeier D.P. Color index values to represent wetness and aeration in some Indiana soils // Geoderma. 1988. V. 41. № 3–4. P. 353–368.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(88\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0016-7061(88)90070-5)
 71. Evaristo J., Jasechko S., McDonnell J.J. Global separation of plant transpiration from groundwater and streamflow // Nature. 2015. V. 525. P. 91–94.
<https://doi.org/10.1038/nature14983>
 72. Finke P.A., Hutson J.L. Modelling soil genesis in calcareous loess // Geoderma. 2008. V. 145. P. 462–479.
 73. Fumoto T., Yanagihara T., Saito T., Yagi K. Assessment of the methane mitigation potentials of alternative water regimes in rice fields using a process-based biogeochemistry model // Global Change Biology. 2010. V. 16. № 6. P. 1847–1859.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02050.x>
 74. Gao H., Sabo J.L., Chen X., Liu Z., Yang Z., Ren Z., Liu M. Landscape heterogeneity and hydrological processes: a review of landscape-based hydrological models // Landscape Ecol. 2018. V. 33. P. 1461–1480.
<https://doi.org/10.1007/s10980-018-0690-4>
 75. Hopp L., McDonnell J.J., Condon P. Lateral subsurface flow in a soil cover over waste rock in a humid temperate environment // Vadose Zone J. 2011. V. 10. № 1. P. 332–344.
<https://doi.org/10.2136/vzj2010.0094>
 76. Horita J., Rozanski K., Cohen S. Isotope effects in the evaporation of water: A status report of the Craig-Gordon model // Isot. Environ. Health Stud. 2008. V. 44. P. 23–49.
<https://doi.org/10.1080/10256010801887174>
 77. 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 Report No. 106, FAO, Rome.
 78. Jien S.H., Hseu Z.Y., Chen Z.S. Hydropedological implications of ferromanganiferous nodules in rice-growing plinthitic Ultisols under different moisture regimes // Soil Sci. Soc. Am. J. 2010. V. 74. № 3. P. 880–891.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0020>
 79. Kadono A., Funakawa S., Kosaki T. Factors controlling mineralization of soil organic matter in the Eurasian steppe // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40. P. 947–955.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.11.015>
 80. Keller T., Sandin M., Colombi T., Horn R., Or D. Historical increase in agricultural machinery weights enhanced soil stress levels and adversely affected soil functioning // Soil Till. Res. 2019. V. 194. P. 104293.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2019.104293>
 81. Kemmitt S.J., Lanyon C.V., Waite I.S., Wen Q., Addiscott T.M., Bird N.R.A., O'Donnell A.G., Brookes P.C. Mineralization of native soil organic matter is not regulated by the size, activity or composition of the soil microbial biomass – a new perspective // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40. P. 61–73.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.06.021>
 82. Keys to soil taxonomy. Soil survey staff United States Department of Agriculture natural Resources Conservation. Service Twelfth edition 2014. 372 p.
 83. Kleine L., Tetzlaff D., Smith A., Wang H., Soulsby C. Using water stable isotopes to understand evaporation, moisture stress, and re-wetting in catchment forest and grassland soils of the summer drought of 2018 // Hydrology Earth System Sci. 2020. V. 24. № 7. P. 3737–3752.
<https://doi.org/10.5194/hess-24-3737-2020>
 84. Laine-Kaulio H., Backnäs S., Karvonen T., Koivusalo H., McDonnell J.J. Lateral subsurface stormflow and solute transport in a forested hillslope: A combined measurement and modeling approach // Water Resources Res. 2014. V. 50. № 10. P. 8159–8178.
<https://doi.org/10.1002/2014WR015381>
 85. Li X.Y., Lin H., Gerke H.H. Frontiers in hydropedology: Interdisciplinary research from soil architecture to the critical zone // Vadose Zone J. 2018. V. 17. № 1. P. 1–4.
<https://doi.org/10.2136/vzj2018.03.0045>
 86. Lin G., Sternberg L.D.L. Hydrogen isotopic fractionation by plant roots during water uptake in coastal wetland plants // Stable Isotopes and Plant Carbon-Water Relations. San Diego, Calif: Academic Press, 1993. P. 497–510.
 87. Lin H., Bouma J., Pachepsky Y., Western A., Thompson J., Van Genuchten R., Vogel H.J., Lilly A. Hydropedology: Synergistic integration of pedology and hydrology // Water Resources Research. 2006. V. 42.
<https://doi.org/10.1029/2005WR004085>
 88. Linn D.M., Doran J.W. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide production in tilled and nontilled soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1984. V. 48. P. 1267–1272.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800060013x>
 89. Lozbennev N., Yurova A., Smirnova M., Kozlov D. Incorporating process-based modeling into digital soil mapping: A case study in the virgin steppe of the Central Russian Upland // Geoderma. 2021. V. 383. P. 114733.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114733>
 90. Ma Y.J., Li X.Y., Guo L., Lin H. Hydropedology: Interactions between pedologic and hydrologic processes across spatiotemporal scales // Earth-science reviews. 2017. V. 171. P. 181–195.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.014>

91. Moore P.D. The ecology of peat-forming processes: a review // *Int. J. Coal Geol.* 1989. V. 12. № 1–4. P. 89–103. [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(89\)90048-7](https://doi.org/10.1016/0166-5162(89)90048-7)
92. Moritsuka N., Kawamura K., Tsujimoto Y., Rabenarivo M., Andriamananjara A., Rakotoson T., Razafimbelo T. Comparison of visual and instrumental measurements of soil color with different low-cost colorimeters // *Soil Sci. Plant Nutrition.* 2019. V. 65. P. 605–615. <https://doi.org/10.1080/00380768.2019.1676624>
93. Muñoz-Villers L.E., McDonnell J.J. Runoff generation in a steep, tropical montane cloud forest catchment on permeable volcanic substrate // *Water Resour. Res.* 2012. V. 48. P. W09528. <https://doi.org/10.1029/2011WR011316>
94. Novak V., Šimůnek J., van Genuchten M.T. Infiltration of water into soil with cracks // *J. Irrig. Drain. Eng.* 2000. V. 126. P. 41–47.
95. Ogle K., Tucker C., Cable J.M. Beyond simple linear mixing models: Process-based isotope partitioning of ecological processes // *Ecol. Appl.* 2014. V. 24. P. 181–195. <https://doi.org/10.1890/12-1970.1>
96. Ogle K., Wolpert R.L., Reynolds J.F. Reconstruction plant root area and water uptake profiles // *Ecology.* 2004. V. 85(7). P. 1967–1978. <https://doi.org/10.1890/03-0346>
97. Opolot E., Yu Y. Y., Finke P. A. Modeling soil genesis at pedon and landscape scales: Achievements and problems // *Quarter. Int.* 2015. V. 376. P. 34–46. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.02.017>
98. Orłowski N., Kraft P., Breuer L. Exploring water cycle dynamics through sampling multitude stable water isotope pools in a small developed landscape of Germany // *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 2015. V. 12(2). P. 1809–1853. <https://doi.org/10.5194/hessd-12-1809-2015>
99. Prusinkiewicz Z., Bednarek R., Kosko A., Szmyt M. Paleopedological studies on age, properties and genesis of illuvial bands on a neolithic archaeological site // *Roczniki Gleboznawcze. Supplement.* 1994. V. 44. P. 15–26.
100. Saco P.M., Willgoose G.R., Hancock G.R. Spatial organization of soil depths using a landform evolution model // *J. Geophys. Res.: Earth Surface.* 2006. V. 111. № F2. <https://doi.org/10.1029/2005JF000351>
101. Schwertmann U. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation // *Soil color.* 1993. V. 31. P. 51–69. <https://doi.org/10.2136/sssaspecpub31.c4>
102. Schwertmann U., Fitzpatrick R.W. Occurrence of lepidocrocite and its association with goethite in Natal soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1977. V. 41. № 5. P. 1013–1018. <https://doi.org/10.2136/sssaj1977.03615995004100050042x>
103. Sierra C.A., Trumbore S.E., Davidson E.A., Vicca S., Janssens I. Sensitivity of decomposition rates of soil organic matter with respect to simultaneous changes in temperature and moisture // *J. Adv. Modeling Earth Systems.* 2015. V. 7(1). P. 335–356. <https://doi.org/10.1002/2014MS000358>
104. Šimůnek J., Jarvis N.J., Van Genuchten M.T., Gärdenäs A. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone // *J. Hydrology.* 2003. V. 272. № 1–4. P. 14–35. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00252-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00252-4)
105. Singh A.A. Concise review on introduction to hydrological models // *Global Research and Development J. for Engineering.* 2018. V. 3. № 10. P. 14–19.
106. Singh S., Mayes M.A., Shekoofa A., Kivlin S.N., Bansa, S., Jagadamma S. Soil organic carbon cycling in response to simulated soil moisture variation under field conditions // *Scientific Reps.* 2021. V. 11. № 1. P. 1–13.
107. Skopp J., Jawson M.D., Doran J.W. Steady-state aerobic activity as a function of soil water content // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1990. V. 54. P. 1619–1625.
108. Sprenger M., Leistert H., Gimbel K., Weiler M. Illuminating hydrological processes at the soil-vegetation-atmosphere interface with water stable isotopes // *Rev. Geophys.* 2016. V. 54. P. 674–704. <https://doi.org/10.1002/2015RG000515>
109. Sprenger M., Seeger S., Blume T., Weiler M. Travel times in the vadose zone: Variability in space and time // *Water Resour. Res.* 2016. V. 52. P. 5727–5754. <https://doi.org/10.1002/2015WR018077>
110. Stiglitz R., Mikhailova E., Post C., Schlautman M., Sharp J. Evaluation of an inexpensive sensor to measure soil color // *Computers and Electronics in Agriculture.* 2016. V. 121. P. 141–148.
111. Stumpp C., Stichler W., Kandolf M., Šimůnek J. Effects of land cover and fertilization method on water flow and solute transport in five lysimeters: A long-term study using stable water isotopes // *Vadose Zone J.* 2012. V. 11(1). <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0075>
112. Su S.L., Singh D.N., Baghini M.S. A critical review of soil moisture measurement // *Measurement.* 2014. V. 54. P. 92–105. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2014.04.007>
113. Temme A.J.A.M., Vanwalleghe T. LORICA – a new model for linking landscape and soil profile evolution: development and sensitivity analysis // *Comput. Geosci.* 2016. V. 90. P. 131–143. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.08.004>
114. Van Bodegom P.M., Van Reeve J., Denier van der Gon H.A. C. Prediction of reducible soil iron content from iron extraction data // *Biogeochemistry.* 2003. V. 64. № 2. P. 231–245. <https://doi.org/10.1023/A:1024935107543>
115. Van der Meij W.M., Temme A.J., Lin H.S., Gerke H.H., Sommer M. On the role of hydrologic processes in soil and landscape evolution modeling: concepts, complications and partial solutions // *Earth-Science Rev.* 2018. V. 185. P. 1088–1106. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.001>
116. Vogel H.J. Scale issues in soil hydrology // *Vadose Zone J.* 2019. V. 18. № 1. P. 1–10. <https://doi.org/10.2136/vzj2019.01.0001>
117. Wang L., Caylor K.K., Villegas J.C., Barron-Gafford G.A., Breshears D.D., Huxman T.E. Partitioning evapotranspiration across gradients of woody plant cover: Assess-

- ment of a stable isotope technique // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. P. L09401.
<https://doi.org/10.1029/2010GL043228>
118. Xu Z., Yang H., Liu F., An S., Cui J., Wang Z., Liu S. Partitioning evapotranspiration flux components in a subalpine shrubland based on stable isotopic measurements // *Bot. Stud.* 2008. V. 49. P. 351–361.
 119. Yurova A.Y., Smirnova M.A., Lozbene, N.I., Fil P.P., Kozlov D.N. Using soil hydromorphy degree for adjusting steady-state water table simulations along catenas in semiarid Russia // *Catena*. 2021. V. 199. P. 105109.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.105109>
 120. Zamanian K., Pustovoytov K., Kuz'yakov Y. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes // *Earth-Science Rev.* 2016. V. 157. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.003>
 121. Zhang S., Wen X., Wang J., Yu G., Sun X. The use of stable isotopes to partition evapotranspiration fluxes into evaporation and transpiration // *Acta Ecol. Sin.* 2010. V. 30. P. 201–209.
<https://doi.org/10.1016/j.chnaes.2010.06.003>
 122. Zhu Q., Peng C., Chen H., Fang X., Liu J., Jiang H., Yang Y., Yang G. Estimating global natural wetland methane emissions using process modelling: Spatio-temporal patterns and contributions to atmospheric methane fluctuations // *Global Ecology Biogeography*. 2015. V. 24. № 8. P. 959–972.
<https://doi.org/10.1111/geb.12307>

Soil Properties as Indicators of Soil Moisture Regime Parameters (a Review)

M. A. Smirnova^{1, 2, *} and D. N. Kozlov¹

¹*Dokuchaev soil science institute, Moscow, 119017 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119999 Russia*

*e-mail: summerija@yandex.ru

The water movement in soils contributes to the formation of a number of specific soil properties; their interpretation allows for to characterization of the features of both individual hydrological processes and the soil water regime, which is especially important due to the limited possibilities of soil wetness monitoring. The review considers the diagnostic indicators of mineral soils, determined in the field and laboratory conditions, characterized by different formation times and resistance to changes in environmental factors. Field methods for diagnosing soil moisture regime parameters make it possible to formulate hypotheses about the features of water behavior within the soil profile, which can later be confirmed or refuted as a result of laboratory diagnostic methods, regime observations, and physical and mathematical modeling. In particular, on the basis of a standard field description of soils, it is possible to identify the zone of the greatest moisture turnover, areas of the soil profile, which are characterized by constant and periodic moisture stagnation, as well as determining the level of occurrence of the capillary fringe. Clay coats, root burrows, and soil animals paths mark the preferential flows. Laboratory diagnostic methods are aimed at assessing the quantitative ratio of hydrological processes in the soil; basically, they allow to characterize the source, duration and intensity of the period of soil overmoistering. The Schwertman criterion is the most commonly used analytical indicator for diagnosing soil overmoistering, the possibility and effectiveness of which has been shown for a wide range of soils. Verification of the results of hydrological modeling by soil properties is potentially possible for the processes of downward and lateral runoff, physical evaporation of moisture, transpiration, evapotranspiration and capillary rise.

Keywords: hydropedology, soil overmoistering, hydrological simulation, water regime, gley

УДК 631.433.3

АКТИВНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ CO₂, АЗОТФИКСАЦИИ И ДЕНИТРИФИКАЦИИ ПРИ РАЗЛОЖЕНИИ КРУПНЫХ ДРЕВЕСНЫХ ОСТАТКОВ ЕЛИ ОБЫКНОВЕННОЙ В ЮЖНОЙ ТАЙГЕ

© 2023 г. И. В. Евдокимов^а, *, Н. В. Костина^б, С. С. Быховец^а, А. В. Кураков^с

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Федеральный исследовательский центр “Пушкинский научный центр биологических исследований РАН”, ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

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

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

*e-mail: ilyaevd@yahoo.com

Поступила в редакцию 16.07.2022 г.

После доработки 07.11.2022 г.

Принята к публикации 08.11.2022 г.

В инкубационных экспериментах с крупными древесными остатками (КДО) растений ели обыкновенной (*Picea abies* L.), имеющих одну из пяти стадий разложения, и гумусового горизонта дерново-подзолистой почвы (Retisol) определена активность выделения CO₂, азотфиксации, денитрификации, а также оценено физиологическое состояние сообщества микроорганизмов-деструкторов в зависимости от стадии разложения КДО. Образцы КДО пяти стадий разложения и почвы отбирали на экспериментальных площадках Центрально-лесного государственного природного биосферного заповедника (Тверская область). Максимальные размеры эмиссии CO₂ при разложении КДО были связаны со стадиями разложения III и IV. Для этих же стадий характерны максимальные величины таких важных показателей активности микробного сообщества КДО и почвы, как субстрат-индуцированное дыхание (СИД, 50 мкг C–CO₂/г/ч), доля легкоразлагаемого органического C в органическом веществе (A1, 66%) и метаболический коэффициент q_{CO_2} (0.78). В отличие от эмиссии CO₂, максимальная активность азотфиксации наблюдалась на более ранней стадии II. Величины активности азотфиксации и денитрификации свидетельствуют о постепенном и сложно регулируемом процессе перехода на протяжении стадий II, III и IV от свойств бактериальных и грибных сообществ КДО к таковым в почве. Резкий переход (более чем трехкратное уменьшение) наблюдается только для соотношения C : N в КДО между стадиями разложения III и IV. Хотя на последней стадии разложения V эмиссия CO₂ существенно уменьшается, органическое вещество КДО отличается меньшей устойчивостью, чем ОВ дерново-подзолистой почвы.

Ключевые слова: органическое вещество, микробная биомасса, метаболический коэффициент, субстрат-индуцированное дыхание, цикл углерода, цикл азота, ¹³C

DOI: 10.31857/S0032180X22600949, **EDN:** HDAPSA

ВВЕДЕНИЕ

Сокращение поступления парниковых газов, преобладающим из которых является диоксид углерода, в атмосферу, является одной из важнейших задач по смягчению глобальных изменений в биосфере, потепления климата [4, 35]. Мероприятия по уменьшению эмиссии CO₂ и усилению его связывания (стока) должны предварять проверенные данные по ассимиляции углерода в растительной биомассе, дыханию растений, разложению органического вещества почв и фитомассы — опада, корней и крупных древесных остатков (КДО). Недоучет потока CO₂, возвращающегося в атмосферу при разложении КДО, мо-

жет привести к завышенным оценкам долговременного связывания атмосферного CO₂ в наземных экосистемах [26, 32]. Надежные данные по эмиссии CO₂ особенно важны при оценке его нетто-стоков в лесных биогеоценозах, запасы древесных остатков в которых достигают максимальных величин, в сравнении с другими экотопами [13]. Это — один из трех крупнейших по величине резервуаров углерода в лесных экосистемах, наряду с почвенным органическим веществом (ОВ) и древостоем [21]. КДО (называемые в литературе дебрисом, от английского слова “debris”) подразделяют на сухостой, пни и стволую древесину

(валежную и зависшую) с диаметром более 2.5 см [22, 31].

Наиболее весомой фракцией дебриса (КДО) являются сухостой и валеж, различающиеся по отсутствию и наличию прямого контакта с поверхностью почвы и, соответственно, с почвенной микробиотой. По степени разложения валеж и другие КДО подразделяют на 4 или 5 стадий разложения [13, 25]. При этом вклад КДО является наименее изученным среди всех известных источников формирования гумусовых веществ почв и эмиссии CO₂ в атмосферу [5].

Окислительную конверсию древесных остатков осуществляют сложные сообщества грибов, бактерий, насекомых и других организмов при доминирующей роли дереворазрушающих базидиальных макромицетов [29, 30]. Изменения в таксономической структуре сообщества организмов-деструкторов в зависимости от стадии деструкции КДО не всегда дают информацию о возможных трендах в разложении или накоплении тех или иных С- и N-субстратов [27, 31]. В то же время именно величина пула биомассы грибных и бактериальных деструкторов является параметром, определяющим скорость разложения растительных остатков, и поэтому ее надо знать для оценки интенсивности циклов биофильных элементов [15, 34]. Помимо размеров пула биомассы организмов-деструкторов, важна их активность, о которой можно судить по выделению CO₂ при разложении КДО.

Хотя работы по определению CO₂ *in situ* все шире используются различными исследовательскими группами [15], скорости выделения CO₂ слишком вариабельны, чтобы их можно было описывать относительно простыми моделями. При этом оценка вклада КДО в потоки CO₂ напрямую наталкивается на ряд серьезных методических трудностей [26]. Изучение роли КДО в депонировании и эмиссии углерода затруднено из-за длительности их разложения (от десятков до нескольких тысяч лет), что создает сложности для постановки длительных полевых опытов. Представляется перспективной оценка активности этого процесса в образцах валежа в контролируемых лабораторных условиях, и для этого можно применить модификацию метода субстрат-индуцированного дыхания (СИД), предложенную специально для изучения скорости разложения растительных остатков [15].

Постановка таких экспериментов позволяет параллельно со скоростью разложения КДО оценить и активность денитрификации и азотфиксации. Циклы С и N в наземных экосистемах тесно сопряжены. Знание интенсивности процессов азотного цикла важно, так как обеспеченность

азотом существенно влияет на пулы бактериальной и грибной биомассы и ее метаболическую активность. Наши данные [6] указывают на увеличение азотфиксирующей активности микробного сообщества КДО при сдвиге от стадий I и II к стадии III. Это дало возможность говорить о разложении КДО как о процессе с положительной обратной связью, то есть ускоряющемся во времени вследствие благоприятного сдвига в С : N питательного субстрата [25]. В то же время сложнее оценивать влияние этого процесса на углеродный цикл при угнетении азотфиксации в случае поступления азотных соединений в экосистему, например, в виде атмосферных осадков [24, 28].

Представляется логичным изучать процессы биогеохимической трансформации КДО в связке биомасса организмов-деструкторов — дыхательная активность деструкторов — конверсия органического вещества древесных остатков в направлении приобретения свойств почвенного органического вещества. Для этого определяли следующие показатели для стадий I–V разложения КДО: 1) дыхательную активность сообщества деструкторов при разложении КДО в контролируемых условиях; 2) величину биомассы деструкторов; 3) кинетические характеристики дыхания деструкторов, полученные путем математической аппроксимации кривых выделения CO₂ при разложении ОВ в составе КДО; 4) химический состав вещества КДО. Эти данные соотносили с соответствующими показателями для верхнего гумусового горизонта почвы. Предположили, что сравнительный анализ активности выделения CO₂, микробной биомассы, ее физиологического состояния, скоростей денитрификации и азотфиксации, а также химического состава КДО позволит выделить качественные сдвиги в сообществах деструкторов в зависимости от стадий разложения КДО, давая, таким образом, качественно новую информацию о закономерностях функционирования сообщества деструкторов КДО и скоростях разложения древесных остатков.

Цель работы — определение активности выделения диоксида углерода, азотфиксации, денитрификации, физиологического состояния биомассы деструкторов на разных стадиях разложения крупных древесных остатков ели и в дерново-подзолистой почве.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследований. Образцы КДО ели обыкновенной (*Picea abies* L.), представляющих все 5 стадий разложения ее валежа, отбирали в климаксом ельнике кисличном на мониторинговых площадках в Центрально-лесном государственном природном биосферном заповеднике

(ЦЛГБЗ, Тверская область, подзона южной тайги). К стадии I были отнесены КДО с отсутствием явных признаков разложения древесины, II — со слабыми признаками разложения, III — с размягченным наружным слоем и крепкой сердцевинной, IV — размягченной древесиной, включая сердцевину, V — с разложением до состояния трухи. В заповеднике ведется мониторинг продуктивности лесных экосистем, погодных условий, микробиоты и почвенных характеристик [8, 12, 13]. Образцы отбирали буром в четырехкратной повторности (с четырех разных поваленных деревьев для каждой из пяти стадий разложения). Параллельно отбирали и образцы дерново-подзолистой почвы из гумусового горизонта AEL. Свежеотбранные образцы КДО и образцы гумусового горизонта AEL хранили в течение нескольких суток при 4°C до начала инкубационных экспериментов. Химические и физические характеристики этой почвы приведены ранее [7, 11, 12].

Определяли активность выделения CO₂ (базальное дыхание) бактериями и грибами при инкубации в лаборатории образцов КДО и почвы и ряд других индексов микробиологической активности: СИД, характеризующее общую микробную биомассу; метаболический коэффициент, равный отношению базального дыхания к СИД, отражающий физиологическое состояние микроорганизмов [1]; актуальную и потенциальную азотфиксацию (после внесения дополнительного источника углерода, глюкозы) и актуальную денитрификацию.

Лабораторные эксперименты. Навески дебриса и почвы массой 1 и 5 г, соответственно, помещали в 120 мл герметичные стеклянные флаконы с резиновыми пробками перед началом прединкубации. Прежде чем начать определения базального дыхания и микробной биомассы, образцы подвергали предварительной инкубации (акклиматизации) в течение 3 сут при 22°C и 60% полной влагоемкости (для горизонта AEL абсолютная влажность составляла 29%, для материала КДО — свыше 100%) с целью активизации микробного сообщества [19]. Основную инкубацию начинали немедленно по окончании предварительной и проводили при тех же величинах температуры и влажности. Скорости выделения углекислого газа определяли по накоплению за определенные промежутки времени, периодически отбирая газовые пробы с последующим определением концентрации CO₂ на инфракрасном газоанализаторе IRGA Li-820 (LiCor, США), с последующей вентиляцией атмосферы внутри сосудов в течение 30 мин. Влажность поддерживали периодическим (2–3 раза в месяц) внесением необходимых количеств деионизированной воды.

Эмиссию CO₂ при разложении органических веществ КДО и почвы (гумусовый горизонт AEL) (базальное дыхание микроорганизмов, разлагающих эти субстраты), нормированную на начальное содержание углерода ($C-CO_2(t)/C_0$), аппроксимировали с помощью одинарной экспоненты с константой:

$$C-CO_2(t) = 1 - A_1 e^{-k_1 t} - A_2, \quad (1)$$

где k_1 — константа скорости разложения лабильного пула; A_1 — доля лабильного пула, A_2 — доля устойчивого пула; при этом $A_2 = 1 - A_1$. При разложении органического вещества КДО пул A_2 характеризует закрепление ОВ опада в виде устойчивых продуктов гумификации [2, 17]. При разложении ОВ почвы и КДО пул A_2 рассматривали как стабильное органическое вещество почвы, не подвергающееся разложению в ходе инкубации. Длительность инкубации составила 627 сут.

Запасы микробной биомассы в почве и в крупных древесных остатках определяли методом СИД, разработанным для почв Андерсоном и Домшем [14]. Метод СИД основан на определении начального дыхательного отклика почвенного микробного сообщества в первые 2–4 ч после внесения глюкозы. Глюкозу вносили в образцы почвы (в дозе 4 мг С/г почвы) и КДО (36 мг С/г КДО). Концентрация глюкозы для образцов КДО была увеличена на порядок, чтобы вызвать в них достоверный дыхательный отклик [15]. Объем вносимого раствора подбирали с таким расчетом, чтобы влажность образцов не превышала 70% полной влагоемкости. Коэффициенты пересчета от измеряемых величин СИД к величинам запасов углерода биомассы в разлагающихся КДО пока еще не установлены экспериментально. Поэтому использовали интенсивность СИД, а не приведенные величины микробной биомассы. Ведь в случае, если пересчетные коэффициенты одинаковы для всех стадий разложения КДО, относительные величины СИД будут не менее информативными, чем величины биомассы. Если пересчетные коэффициенты разные, необходимы дополнительные уточняющие исследования для их определения.

Углерод и азот почве и крупных древесных остатках, а также изотопное соотношение ¹³C определяли на масс-спектрометре Delta plus IRMS (Thermo Fisher Scientific, Германия).

Определение актуальной активности азотфиксации проводили ацетиленовым методом [10]. Навески почвы и дебриса разной степени разложения КДО (1.0 г) помещали в пенициллиновые флаконы объемом 13 мл в шестикратной повторности. Флаконы закрывали резиновой пробкой. В 3 флакона из каждого образца вводили ацетилен (1 мл) для измерения азотфиксации, остав-

Таблица 1. Активность дыхания, биомасса и метаболический коэффициент сообщества деструкторов на разных стадиях разложения КДО (валежа) ели обыкновенной ($\pm$ стандартное отклонение). Буквами а, b, с и т. д. обозначена достоверность различий по методу Тьюки при $P < 0.05$

Показатель	Стадия разложения КДО					Почва
	I	II	III	IV	V	
СИД, мкг С–CO ₂ /г/ч	12.1 $\pm$ 5.9a	17.4 $\pm$ 4.6a	28.4 $\pm$ 5.8ab	49.5 $\pm$ 7.4b	16.8 $\pm$ 2.5a	14.0 $\pm$ 4.1a
Базальное дыхание (Б), мкг С–CO ₂ /(г ч)	6.9 $\pm$ 0.9b	12.6 $\pm$ 4.1bc	22.1 $\pm$ 5.4c	19.8 $\pm$ 3.1c	7.4 $\pm$ 2.6b	1.9 $\pm$ 0.6a
Метаболический коэффициент ($qCO_2 = Б/СИД$)	0.57c	0.72d	0.78d	0.40b	0.44b	0.14a
C : N	1274 $\pm$ 109e	1227 $\pm$ 65e	696 $\pm$ 62d	219 $\pm$ 35c	152 $\pm$ 10b	15 $\pm$ 1a
$\delta^{13}C$, ‰	–25.0 $\pm$ 0.5c	–25.8 $\pm$ 0.3c	–25.0 $\pm$ 0.4c	–26.3 $\pm$ 0.2b	–27.0 $\pm$ 0.1a	–26.9 $\pm$ 0.3a
Константа разложения k_1 , $n \times 10^{-3}$ /сут	2.35 $\pm$ 0.50b	2.90 $\pm$ 0.87b	1.24 $\pm$ 0.45ab	1.02 $\pm$ 0.16a	0.71 $\pm$ 0.09a	3.21 $\pm$ 0.26b
Доля С лабильного пула в составе разлагающегося ОВ, %	9.4 $\pm$ 1.4a	13.1 $\pm$ 2.0a	34.6 $\pm$ 8.7b	65.9 $\pm$ 7.2	41.6 $\pm$ 4.4b	17.4 $\pm$ 0.7ab

шиеся 3 флакона использовали для определения эндогенного выделения этилена (контроль). Флаконы инкубировали в термостате при 28°C в течение 1 сут. Шприцем отбирали пробу (1 мл) и определяли количество образовавшегося этилена на газовом хроматографе Кристалл-2000 (Россия) с пламенно-ионизационным детектором и колонкой, заполненной Porapak N 80/100 (длина колонки 1 м, внутренний диаметр 3 мм, газ-носитель гелий).

Определение потенциальной активности азотфиксации проводили при помощи одного из вариантов ацетиленового метода [10]. Навески КДО разной степени разложения (1.0 г) и почвы помещали в пенициллиновые флаконы объемом 13 мл, добавляли раствор глюкозы (в расчете 1% глюкозы от массы навески). Флаконы закрывали резиновой пробкой, вводили ацетилен (1 мл) и инкубировали в термостате при 28°C в течение 1 сут. Отбирали пробу (1 мл) и определяли количество образовавшегося этилена. Измерение проводили на газовом хроматографе Кристалл-2000 (Россия). Активность азотфиксации выражали в нмоль C₂H₄/(г сут).

Для **определения актуальной денитрификации** навески дебриса – КДО (1.0 г) и почвы помещали в пенициллиновые флаконы, герметично закрывали резиновыми пробками и продували аргоном в течение 1 мин, вводили 1 мл ацетилен и инкубировали при температуре 28°C. Измерение концентрации закиси азота проводили в трехкратной повторности на 5-е сут на газовом хроматографе Кристалл-2000 (Россия) с детектором электронного захвата и колонкой, заполненной Porapak N 80/100 (длина колонки 1 м, внутренний диаметр 3 мм, газ-носитель азот). Объем вводимой пробы 1 см³ [10].

Статистическую обработку данных результатов проводили при помощи программы Statistica 6. Скорость выделения углекислого газа определяли в четырехкратной повторности. Скорости процессов азотного цикла исследовали в трехкратной повторности. Каждая повторность для почвы или КДО представляла смешанный образец, приготовленный из пяти малых образцов; расстояния между точками отбора малых образцов не менее 1 м. Группировку по достоверности различий определяли методом Тьюки при $P < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Активность базального дыхания, биомасса и метаболический коэффициент сообщества деструкторов на разных стадиях разложения КДО. Данные, обобщенные в табл. 1, дают представление об активности грибных и бактериальных деструкторов в ходе последовательных пяти стадий разложения КДО. Максимальные значения базального дыхания выявлены для стадий III и IV. К конечной стадии (V) активность разложения КДО снижалась, и активность эмиссии CO₂ практически не отличалась от таковой на начальном этапе (стадия I). Наибольшие величины СИД (соответственно и биомассы деструкторов) установлены в образцах КДО на стадии разложения IV. Эта же стадия деструкции КДО характеризовалась интенсивным базальным дыханием (около 20 мкг С–CO₂/(г ч)) и максимальной из всего ряда пяти стадий относительной величиной вклада лабильного углерода в общий пул разлагаемых С субстратов (около 2/3). Интенсивность СИД в почве (14 мкг С–CO₂/(г ч)) не отличалась от таковой для сообществ деструкторов КДО стадий I, II и V. То

есть только по данным об активности СИД можно было бы сделать ложный вывод о “схождении свойств” сообществ деструкторов на ранних стадиях разложения КДО и почвы. Это служит дополнительным аргументом в пользу комплексного изучения свойств экосистемы с привлечением максимально доступного количества индексов активности, качества, устойчивости и т.д. [2].

Метаболический коэффициент — один из широко используемых индикаторов экологической устойчивости/нарушения в экосистемах — был высоким на ранних стадиях разложения КДО, достигая максимума (0.78) на стадии III. К стадиям IV и V он значительно (примерно вдвое) уменьшался, при этом все еще не достигая значений, характерных для биоты почв (0.14). Иначе говоря, по этому показателю сообщества деструкторов КДО приобретают черты почвенного сообщества, или, учитывая разницу в величинах $q\text{CO}_2$, почти почвенного. Маловероятно, что высокое значение метаболического коэффициента на ранних стадиях разложения КДО по сравнению с таковым для почвы объясняется каким-то природным стрессом [1, 18]. Скорее, его следует отнести на счет неполного отклика на внесение глюкозы деструкторов КДО, учитывая большое разнообразие медленнорастущих видов именно на ранних стадиях их разложения [24].

Константы разложения лабильного пула ОВ и величины $\delta^{13}\text{C}$ на разных стадиях разложения КДО. Данные долговременного инкубационного эксперимента по определению кинетики разложения ОВ КДО и почвы показали, что константы разложения лабильного пула ОВ варьируют для КДО в пределах примерно одного порядка — от 0.71×10^{-3} (стадия V) до 2.90×10^{-3} /сут (стадия II). Величины доли лабильного пула ОВ — A_1 находятся в интервале от 9.4% (стадия I) до 65.9% (стадия IV разложения КДО). Для почвы кинетические константы были внутри диапазона значений для разных стадий разложения КДО, составляя 3.21×10^{-3} /сут и 17.4% для A_1 соответственно. То есть гумусовый горизонт подзолистой почвы характеризовался относительно высокой константой разложения ОВ и невысокой долей лабильного пула С в составе почвенного ОВ. По имеющимся данным по разложению растительного опада в хвойных лесах можно предполагать, что, наоборот, кинетика разложения ОВ в почве должна быть менее интенсивной, чем у растительных остатков [2]. Вероятно, это было связано с особенностями разложения крупных древесных остатков: а) более медленным разложением древесины по сравнению с фракциями опада, обогащенными низкомолекулярными легкоразлагаемыми субстратами (листва, хвоя, кора, тонкие корни); б) более медленным освоением организ-

мами-деструкторами больших объемов стволовой древесины (особенно на ранних стадиях) по сравнению с более тонкими ветвями, даже в случае сходного химического состава; в) повышенной концентрацией в КДО хвойных деревьев фенолсодержащих веществ, обладающих микростатическими или микробоцидными свойствами [33].

Еще одной интересной особенностью разложения КДО было значимое (на 1.3‰) уменьшение содержания тяжелого изотопа ^{13}C в составе органических веществ в ряду стадий I–IV — с –25.0 до –26.3‰. На стадии V уровень обогащения органических веществ тяжелым изотопом ^{13}C снизился до такой же величины, что и в собственном почвенном ОВ (–26.9‰). Это хорошо согласуется с литературными данными. В работе Чена с соавт. [20] показан примерно такой же диапазон сигнатур для КДО (–27.4...–25.4‰), как и в настоящем исследовании. Они наблюдали, как было установлено и в наших экспериментах, лишь незначительные изменения в содержании ^{13}C на ранних стадиях разложения КДО, а резкое уменьшение (на 1.6‰) — только при переходе от стадии IV к V. Значения сигнатур для почвы и растительных субстратов являются результатом усреднения $\delta^{13}\text{C}$ для разнообразного набора органических веществ как с высоким (пектины, сахара, аминокислоты, гемицеллюлоза), так и низким (целлюлоза, лигнин, липиды) относительным содержанием изотопа ^{13}C , а также разных величин $\delta^{13}\text{C}$ для тех или иных таксонов организмов-деструкторов [20]. Поэтому величина $\delta^{13}\text{C}$ является важным показателем для характеристики сходства и различий органического вещества в компонентах экотопов.

По совокупности характеристик биоты деструкторов и органического вещества можно сделать вывод о том, что между стадиями разложения КДО III и IV происходит наиболее существенное (критическое) их изменение (рис. 1). Это выразилось в уменьшении по сравнению с ранними стадиями разложения КДО величин метаболического коэффициента и константы разложения k_1 ; в значимом уменьшении $\delta^{13}\text{C}$ (фактически до уровня почвенной сигнатуры); в увеличении СИД, базального дыхания, доли доступного углеродного субстрата (A_1) в составе разлагаемого ОВ. Тем не менее, даже на последней стадии разложения органическое вещество КДО обладает меньшей устойчивостью, чем органическое вещество дерново-подзолистой почвы. Об этом можно судить по величинам констант разложения ОВ, скоростей дыхания организмов-деструкторов, доли лабильного пула С [2]. Константа разложения ОВ для почвы превышала таковую для стадии V примерно в 4.5 раза, а скорость базаль-

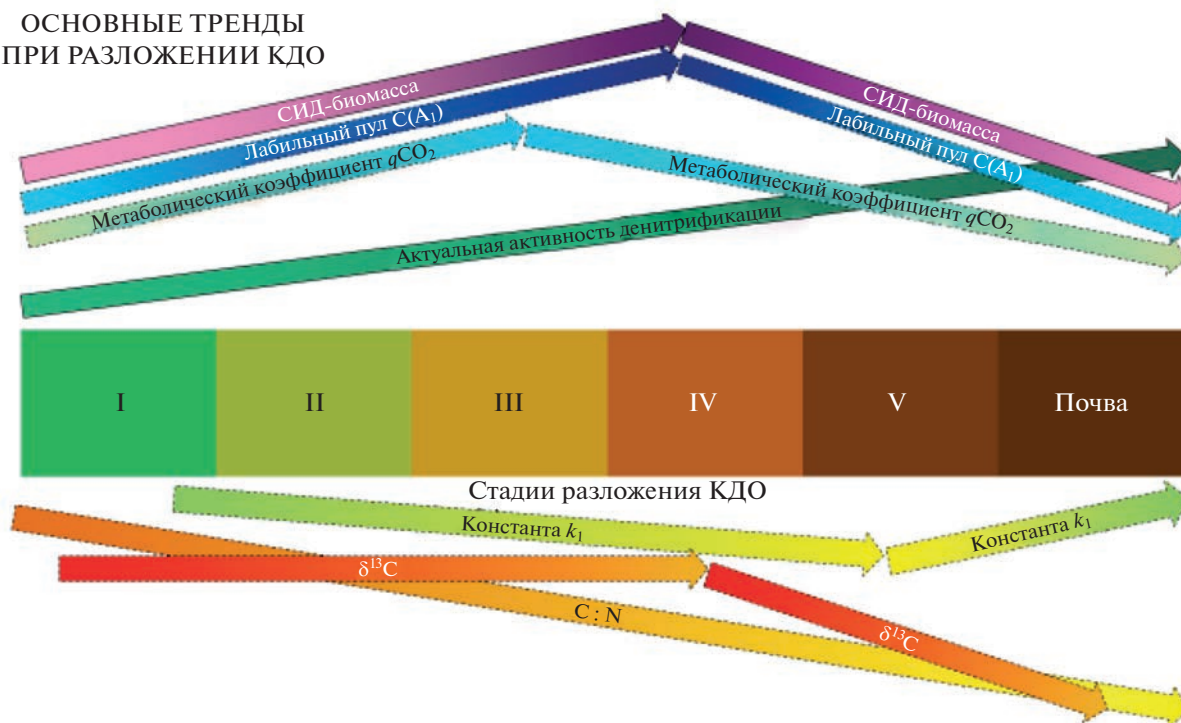
ОСНОВНЫЕ ТРЕНДЫ
ПРИ РАЗЛОЖЕНИИ КДО


Рис. 1. Зависимость характеристик сообществ деструкторов от стадии разложения КДО (концептуальная схема).

ного дыхания и пул лаби́льного органического углерода, наоборот, были меньше примерно в 4 и 2.5 раза соответственно.

Активность азотфиксации и денитрификации для сообщества деструкторов КДО. В отличие от выделения CO₂ максимальная активность азотфиксации наблюдалась на более ранней стадии разложения II, при этом наибольшая биомасса микроорганизмов, дающих отклик на внесение

легкоразлагаемого субстрата (глюкозы), сформировалась на стадии IV (табл. 2).

В ряду стадий разложения КДО от I до V было выявлено уменьшение соотношения C : N с 1274 (I) до 152 (V), то есть примерно на порядок. При этом различия между C : N в живой (здоровой) древесине и в КДО стадии разложения I были статистически недостоверными (соотношение C : N в здоровой древесине ~1330, данные не показаны в

Таблица 2. Активность азотфиксации и денитрификации на разных стадиях разложения КДО (валежа) или обыкновенной (± стандартное отклонение). Буквами а, b, c и т.д. обозначена достоверность различий по методу Тьюки при $P < 0.05$

Процесс	Здоровая древесина	Стадии разложения					Дерново-подзолистая почва (AEL)
		I	II	III	IV	V	
Потенциальная активность азотфиксации, нг C ₂ H ₄ /(г сут)	8.1 ± 0.2a	5.7 ± 0.1a	91 ± 25c	36 ± 4	49 ± 24bc	27 ± 2 b	47 ± 16 bc
Актуальная активность азотфиксации, нг C ₂ H ₄ /(г сут)	Следы	0.7 ± 0.1a	30 ± 2c	6.6 ± 1.3b	22 ± 20bc	2.3 ± 1.3b	3.5 ± 0.5b
Актуальная активность денитрификации, мкг N ₂ O/(г сут)	0.7 ± 0.1a	0.8 ± 0.1a	1.3 ± 0.1 b	1.5 ± 0.1b	1.5 ± 0.4b	5.6 ± 1.2c	5.2 ± 1.7c

табл. 2). В целом в ряду стадий разложения с I по V содержание азота в разлагающихся КДО в расчете на их единицу веса увеличивается на порядок. Максимальное относительное увеличение содержания азота происходило при переходе от стадии IV к V (в 3.4 раза). При переходе от стадии II к III относительное содержание азота увеличилось в 1.8 раза.

Данные по динамике изменения как содержания N как такового, так и соотношения C : N в КДО, во-первых, вполне соответствуют известным трендам на относительное обогащение органического вещества азотом при гумификации [9]; во-вторых эта тенденция хорошо согласуется с феноменом усиления азотфиксации на стадии разложения III [16, 25]. Финские авторы обнаружили, что для стадии III в большинстве случаев характерен максимум и в количестве копий *nifH* генов, и в потенциальной активности азотфиксации. В настоящем исследовании величины как актуальной, так и потенциальной азотфиксации были максимальными уже на стадии II; кроме того, выделяется и второй (дополнительный) пик активностей азотфиксации для сообщества стадии IV. Такое расхождение можно объяснить следующими причинами: 1) нестрогой привязкой максимума к стадии разложения, тем более что стадии определяются органолептически, то есть с высокой степенью субъективизма; 2) различиями в экофизиологических условиях (температурно-влажностный режим, таксономическая структура сообщества деструкторов, различия в содержании азота [35]).

Возможно, привязка максимума азотфиксации к стадиям II–III связана с началом продукции CH_4 , который окисляется метаноокисляющими бактериями, являющимися в то же время и азотфиксаторами [25]. Кроме того, в азотфиксации могут принимать участие и археи-метаногены, ведь при достаточном уровне влажности быстрое потребление грибами кислорода может приводить к созданию локальных анаэробных условий и развитию анаэробной группировки прокариот, в том числе, и метаногенов [3]. Для разложения КДО ели обыкновенной финскими авторами была показана взаимовыгодная кооперация между грибами-деструкторами, продуцирующими метан, и метанотрофными бактериями, играющими роль азотфиксаторов при разложении древесины. Согласно этой гипотезе, дефицит азота может восполняться за счет этой синергии [25]. В работе канадских авторов максимум потенциальной активности азотфиксации приходился на стадию III [16]. В то же время прямую корреляцию между обилием генов *nifH* и активностью азотфиксации удается обнаружить не всегда [25].

Активность денитрификации возрастала в ряду стадий разложения КДО от I по V, достигая к

стадии V величин, сходных с таковой в почве. Вероятно, это связано с усилением почвенных свойств к стадии разложения V и, соответственно, с увеличением потребности в регулировании относительного избытка азота за счет газообразных потерь N в процессе денитрификации, то есть именно таким способом, который присущ микробиоте почв.

Что касается границы качественного перехода между КДО и почвой, то по дыхательной активности, величине метаболического коэффициента (см. выше), величинам активности азотфиксации и денитрификации, полученным в настоящем исследовании и известным по литературным данным [16, 23, 25], можно условно говорить лишь о постепенном, сложно регулируемом процессе перехода на протяжении II, III и IV стадий. Резкий переход (более чем трехкратное уменьшение) между стадиями III и IV наблюдается только для соотношения C : N в составе КДО.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В серии лабораторных экспериментов изучены особенности процессов циклов углерода и азота при разложении крупных древесных остатков (КДО валежа ели). Гипотеза о том, что сравнительный анализ активности выделения CO_2 , микробной биомассы, ее физиологического состояния, скоростей денитрификации и азотфиксации в образцах валежа ели, а также химического состава этого валежа позволит выделить качественные сдвиги в сообществах деструкторов в зависимости от стадий разложения КДО, оказалась верной. По уменьшению величины метаболического коэффициента, константы разложения k_1 , сигнатуры $\delta^{13}\text{C}$, а также по увеличению СИД микробной биомассы, базального дыхания, доли доступного C субстрата в составе разлагаемого ОВ, можно сделать вывод о том, что на границе между стадиями разложения КДО III и IV происходит наиболее существенное изменение свойств КДО и, видимо, сообщества их деструкторов. Основной поток эмиссии CO_2 при разложении КДО ели обыкновенной также связан со стадиями разложения III и IV. В отличие от эмиссии CO_2 , максимальная активность азотфиксации наблюдается на более ранней стадии II, а наибольшая биомасса организмов, дающих отклик на внесение легкоразлагаемого субстрата (глюкозы), формируется на стадии разложения IV. По величинам активности азотфиксации и денитрификации можно условно говорить о постепенном, сложно регулируемом процессе приближения свойств КДО и соответствующих бактериальных и грибных сообществ на протяжении стадий II, III и IV к таковым для почвы. Резкий переход (бо-

лее чем трехкратное падение) наблюдается только для соотношения С : N в составе КДО между стадиями разложения III и IV. На стадии разложения V эмиссия CO₂ существенно снижается. Тем не менее, даже на этой последней стадии разложения органическое вещество КДО отличается меньшей устойчивостью, чем органическое вещество подзолистой почвы.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят к. б. н., с. н. с. ИФХиБПП РАН А.К. Квиткину за помощь в организации отбора и транспортировки почвенных образцов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работы по определению активности процессов цикла С (около половины всего объема экспериментальных работ) выполнены в рамках темы государственного задания № 122040500037-6. Все исследования процессов азотного цикла, а также работы по отбору, транспортировке и хранению образцов проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение 075-15-2021-1396).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васенев В.И., Ананьева Н.Д., Иващенко К.В. Влияние поллютантов (тяжелые металлы, дизельное топливо) на дыхательную активность конструкторов // *Экология*. 2013. № 6. С. 436–445. <https://doi.org/10.7868/S0367059713060115>
2. Евдокимов И.В., Юсупов И.А., Ларионова А.А., Быховец С.С., Глаголев М.В., Шавнин С.А. Тепловое воздействие факела попутного газа на биологическую активность почвы // *Почвоведение*. 2017. № 12. С. 1485–1493. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17120073>
3. Заварзин Г.А., Заварзина А.Г. Ксилотрофы и микопильные бактерии при образовании дистрофных вод // *Микробиология*. 2009. Т. 78. № 5. С. 579–591.
4. Замолодчиков Д.Г., Каганов В.В., Липка О.Н. Потенциальное поглощение углерода фитомассой древостоя при восстановлении тугайных лесов // *Лесоведение*. 2020. № 2. С. 115–126. <https://doi.org/10.31857/S0024114820020114>
5. Кудяров В.Н., Заварзин Г.А., Благодатский С.А., Борисов А.В., Воронин П.Ю., Демкин В.А., Демкина Т.С. и др. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
6. Кураков А.В., Евдокимов И.В., Максимович С.В., Костина Н.В. Микробное сообщество при разложении валежа ели и его активность в выделении двуокси углерода, азотфиксации и денитрификации // *Проблемы лесной фитопатологии и микологии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. 262 с.
7. Кураков А.В., Прохоров И.С., Костина Н.В., Махова Е.Г., Садыкова В.С. Стимуляция грибами азотфиксации в дерново-подзолистых почвах // *Почвоведение*. 2006. № 9. С. 1075–1081.
8. Кураков А.В., Семенова Т.А. Видовое разнообразие микроскопических грибов в лесных экосистемах южной тайги Европейской части России // *Микология и фитопатология*. 2016. Т. 50. С. 367–378.
9. Ларионова А.А., Квиткина А.К., Быховец С.С., Лопес де Гереню В.О., Колягин Ю.Г., Каганов В.В. Влияние азота на минерализацию и гумификацию лесных опавов в модельном эксперименте // *Лесоведение*. 2017. № 2. С. 128–139.
10. Степанов А.Л., Лысак Л.В. Методы газовой хроматографии в почвенной микробиологии. М.: МАКС Пресс, 2002. 88 с.
11. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта, И.И., Иванова С.Е. Взаимодействие лесных суглинистых подзолистых почв с модельными кислыми осадками и кислотно-основная буферность подзолистых почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 207 с.
12. Соколова Т.А., Толпешта И.И., Лысак Л.В., Завгородняя Ю.А., Чалова Т.С., Карпунин М.М., Изосимова Ю.Г. Биологические характеристики и содержание подвижных соединений Fe, Al и Si в ризосфере ели в подзолистой почве // *Почвоведение*. 2018. № 11. С. 1330–1339. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18110084>
13. Стороженко В.Г., Шорохова Е.В. Биогеоэкологические и ксилотрофические параметры устойчивых таежных ельников // *Грибные сообщества лесных экосистем*. М.–Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. Т. 3. С. 22–40.
14. Anderson J.P.E., Domsch K.H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // *Soil Biol. Biochem.* 1978. V. 10. P. 215–221. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90099-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90099-8)
15. Beare M.H., Neely C.L., Coleman D.C., Hargrove W.L. A substrate-induced respiration (SIR) method for measurement of fungal and bacterial biomass on plant residues // *Soil Biol. Biochem.* 1990. V. 22. P. 585–594. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(90\)90002-H](https://doi.org/10.1016/0038-0717(90)90002-H)
16. Benoist A., Houle D., Bradley R.L., Bellenge J.-P. Evaluation of biological nitrogen fixation in coarse woody debris from Eastern Canadian boreal forests // *Soil Biol. Biochem.* 2022. V. 165. 108531. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108531>
17. Berg B. Decomposition patterns for foliar litter: A theory for influencing factors // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 78. P. 222–232. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.08.005>
18. Blagodatskaya E.V., Anderson T.H. Interactive effects of pH and substrate quality on the fungal-to-bacterial ratio and qCO₂ of microbial communities in forest soils // *Soil Biol. Biochem.* 1998. V. 30. P. 1269–1274. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(98\)00050-9](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(98)00050-9)
19. Blagodatsky S.A., Heinemeyer O., Richter J. Estimating the active and total soil microbial biomass by kinetic respiration analysis // *Biology and Fertility of Soils*.

2000. V. 32. P. 73–81.
<https://doi.org/10.1007/s003740000219>
20. Chen J., Heikkinen J., Hobbie E.A., Rinne-Garmston (Rinne) K.T., Penttilä R., Mäkipää R. Strategies of carbon and nitrogen acquisition by saprotrophic and ectomycorrhizal fungi in Finnish boreal *Picea abies*-dominated forests // Fungal Biology. 2019. V. 123. P. 456–454.
<https://doi.org/10.1016/j.funbio.2019.03.005>
 21. Dossa G.G.O., Yang Y.-Q., Hu W., Paudel E., Schaefer D., Yang Y.-P., Cao K.-F., Xu J.-C., Bushley K.E., Harrison R.D. Fungal succession in decomposing woody debris across a tropical forest disturbance gradient // Soil Biol. Biochem. 2021. V. 155. P. 108142.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108142>
 22. Harmon M.E., Franklin J.F., Swanson F.J., Sollins P., Gregory S.V., Lattin J.D., Anderson N.H. et al. Ecology of coarse woody debris in temperate ecosystems // Adv. Ecological Res. 1986. V. 15. P. 133–276.
[https://doi.org/10.1016/S0065-2504\(08\)60121-X](https://doi.org/10.1016/S0065-2504(08)60121-X)
 23. Lajtha K. Nutrient retention and loss during ecosystem succession: revisiting a classic model // Ecology. 2020. V. 101. P. e02896.
<https://doi.org/10.1002/ecy.2896>
 24. Leppanen S.M., Salemaa M., Smolander A., Mäkipää R., Tirola M. Nitrogen fixation and methanotrophy in forest mosses along a N deposition gradient // Environmental and Experimental Botany. 2013. V. 90. P. 62–69.
<https://doi.org/10.1016/j.envexpbot.2012.12.006>
 25. Mäkipää R., Leppänen S.M., Munoz S.S., Smolander A., Tirola M., Tuomivirta T., Fritze H. Methanotrophs are core members of the diazotroph community in decaying Norway spruce logs // Soil Biol. Biochem. 2018. V. 120. P. 230–232.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.02.012>
 26. Mukhortova L., Pashenova N., Meteleva M., Krivobokov L., Guggenberger G. Temperature Sensitivity of CO₂ and CH₄ Fluxes from Coarse Woody Debris in Northern Boreal Forests // Forests. 2021. V. 12. P. 624.
<https://doi.org/10.3390/f12050624>
 27. Prosser J.I., Bohannan B.J.M., Curtis T.P., Ellis R.J., Firestone M.K., Freckleton R.P., Green J.L., Green L.E. et al. The role of ecological theory in microbial ecology // Nature Rev. Microbiol. 2007. V. 5. P. 384–392.
<https://doi.org/10.1038/nrmicro1643>
 28. Salemaa M., Lindroos A.-J., Merilä P., Mäkipää R., Smolander A. N₂ fixation associated with the bryophyte layer is suppressed by low levels of nitrogen deposition in boreal forests // Sci. Total Environ. 2019. V. 653. P. 995–1004.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.364>
 29. Stokland J.N. Volume increment and carbon dynamics in boreal forest when extending the rotation length towards biologically old stands // Forest Ecology and Management. 2016. V. 488. P. 119017.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2021.119017>
 30. Stokland J.N., Sitonen J., Jonsson B.G. Biodiversity in Dead Wood. Cambridge: Cambridge University Press. 2012.
<https://doi.org/10.1017/CBO9781139025843>
 31. Shorohova E., Kapitsa E. The decomposition rate of non-stem components of coarse woody debris (CWD) in European boreal forests mainly depends on site moisture and tree species // Eur. J. Forest Res. 2016. V. 135. P. 593–606.
<https://doi.org/10.1007/s10342-016-0957-8>
 32. Shorohova E., Kapitsa E., Kuznetsov A., Kuznetsova S., Lopes de Gerenyu V., Kaganov V., Kurganova I. Coarse woody debris density and carbon concentration by decay classes in mixed montane wet tropical forests // Biotropica. 2022. V. 54. P. 635–644.
<https://doi.org/10.1111/btp.13077>
 33. Vek V., Poljanšek I., Humar M., Willför S., Oven P. In vitro inhibition of extractives from knotwood of Scots pine (*Pinus sylvestris*) and black pine (*Pinus nigra*) on growth of *Schizophyllum commune*, *Trametes versicolor*, *Gloeophyllum trabeum* and *Fibroporia vaillantii* // Wood Science and Technology. 2020. V. 54. P. 1645–1662.
<https://doi.org/10.1007/s00226-020-01229-7>
 34. Wu C., Prescott C.E., Shua C., Li B., Zhang Zh., Wang H., Zhang Y., Yuanqiu Liu Y., Wang G.G. Forest Fragmentation Slows the Decomposition of Coarse Woody Debris in a Subtropical Forest // Forest Science. 2021. V. 67. P. 682–693.
<https://doi.org/10.1093/forsci/fxab035>
 35. Wu C., Zhang Z., Shu C., Mo O., Wang H., Kong F., Zhang Y., Wang G.G., Liu Y. The response of coarse woody debris decomposition and microbial community to nutrient additions in a subtropical forest // Forest Ecology and Management. 2020. V. 460. P. 117799.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2019.117799>

Activity of CO₂, N₂ Fixation and Denitrification in the Course of Decay of Coarse Woody Debris Decay of Norway Spruce in the South Taiga

I. V. Yevdokimov^{1, *}, N. V. Kostina², S. S. Bykhovets¹, and A. V. Kurakov³

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

²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Soil Science, Moscow, 119991 Russia

³Lomonosov Moscow State University, Biological Faculty, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: ilyaevd@yahoo.com

The activity of CO₂ efflux, N₂ fixation, and denitrification, as well as the physiological state of the community of microorganisms-destructors were assessed depending on the decay stage of the coarse woody debris (CWD) in the incubation experiments with the coarse woody debris of Norway spruce (*Picea abies* L.) and

podzolic soil (Retisol). The coarse woody debris and soil were sampled at the experimental sites of the Central Forest State Reserve (Tver Region, Russia). Maximal CO₂ emissions caused by CWD decomposition was associated with the decay stages III and IV. Also, the latter two showed maximal values of such sound indices of microbial activity as substrate induced respiration (SIR, 50 µg C–CO₂/(g h)), percentage of easily decomposable C in organic matter (A_1 , 66%) and metabolic quotient $q\text{CO}_2$ (0.78). Unlike the CO₂ emission, maximal activity of N₂ fixation was at the earlier decay stage II. The values of N₂ fixation and denitrification activities indicate a gradual and complicatedly regulated transition process from the properties of bacterial and fungal communities of CDW to those in the soil during stages II, III and IV. The dramatic, more than 3-fold decrease was found only for C : N in CWD during the stages III–IV transition. CO₂ emission at the stage V increased dramatically. Nevertheless, the CWD organic matter even at this latest decay stage had lower sustainability than organic matter of podzolic soil.

Keywords: organic matter, microbial biomass, metabolic quotient, substrate induced respiration, C cycle, N cycle, ¹³C

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.44.061

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ СОЛОНЦОВОГО КОМПЛЕКСА (ДЖАНЫБЕКСКАЯ РАВНИНА)

© 2023 г. О. О. Плотникова^а, *, М. П. Лебедева^а, П. Р. Цымбарович^а, В. А. Девятых^а

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

*e-mail: mrs.plotnikova@mail.ru

Поступила в редакцию 15.09.2022 г.

После доработки 08.11.2022 г.

Принята к публикации 09.11.2022 г.

Проведен сравнительный анализ физико-химических и микроморфологических свойств в образцах 1968 г. отбора из целинных почв сухостепного солонцового комплекса как исходной точки в хронологии с 1968 по 2022 гг. Исследование климатических параметров за период 1914–1968 гг. показало, что за 54 года, предшествующие отбору образцов, почвы развивались в относительно стабильных климатических условиях. Анализ свойств почв позволил выявить, что на практически ровном участке при перепаде высот всего в 3.6 см на расстоянии 229 см почвы существенно различаются по глубине и степени засоления, степени солонцеватости, микроформам и содержанию органического вещества, наличию и количеству глинистых кутан, свидетельствующих о степени подвижности тонкодисперсного вещества. Результаты настоящего исследования подтверждают описанные в многочисленных исследованиях закономерности перераспределения влаги на этой территории даже при очень малых перепадах высот. На основании комплекса имеющихся показателей почвы микрокатены относятся к разным таксономическим единицам. Почву нижней части микросклона по Классификации почв СССР (1977) можно отнести к светло-каштановым, по международной классификации WRB (2015) – к *Haplic Kastanozem (Loamic)*. Почвы в средней и верхней частях микрокатены с высоким содержанием обменного натрия и наличием глинистых кутан по Классификации почв СССР (1977) относятся к солонцам, по WRB (2015) – к почвенной реферативной группе *Solonetz*.

Ключевые слова: климат, Прикаспийская низменность, остепняющийся солонец, эволюция почв, генезис почв

DOI: 10.31857/S0032180X22601128, **EDN:** HBRZMM

ВВЕДЕНИЕ

Изменение климата, ускорившееся в XX в., признается мировым научным сообществом объективно существующим и занимает одно из первых мест среди экологических проблем современности [5]. Общее изменение климата сказывается на сельскохозяйственных условиях и экономической активности во всех климатических зонах России, особенно в средней полосе и южных районах. При этом изменения климата неминуемо ведут к изменению структуры и физических свойств почв. Так, территории южных и засушливых районов чувствительны к климатическим изменениям, поэтому приковывают пристальное внимание Продовольственной и сельскохозяйственной организации Объединенных Наций (ФАО), Европейской комиссии и Международной земельной коалиции [7]. Прогнозирование и эффективное управление почвенными ресурсами России в условиях активного изменения климатических условий невозможно без де-

тального понимания отклика почвы на изменения за последние 50–100 лет.

В Почвенном институте им. В.В. Докучаева накоплен уникальный материал – почвенные шлифы (плоские тонкие (толщиной 30 мкм) параллельные срезы почвы, закрепленные смолой) из нескольких климатических зон, где почвенные наблюдения и отбор образцов проходили в одних и тех же местах в течение последних 70 лет. Использование этих материалов в сопряжении с метеоданными за последнее столетие позволит выявить связь изменений климата и почвенных свойств. Полученные сведения могут быть использованы для прогнозирования состояния почв территорий, уязвимых к глобальному потеплению.

Цель работы – охарактеризовать почвы солонцового комплекса и климат исходной точки хронологии 1968–2022 гг. ключевого участка “Джаныбек” (участок I–II ленты гослесополосы). В связи с выбранной целью решали задачи: 1) сбор и анализ климатических данных для характеризуемой территории за период наблюдений, предшеству-

ющий году отбора образцов; 2) анализ данных о физико-химических свойствах почв солонцового комплекса; 3) изучение микростроения почв солонцового комплекса.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Территория исследования расположена в северо-западной части Прикаспийской низменности. Почвообразующие породы — желто-бурые карбонатные суглинки с прослоями песка, богатые гипсом [3]. Объектом исследования является микрокатена каштановых почв, в разной степени солонцеватых, расположенная в солонцовом комплексе между I и II лентами гослесополосы Чапаевск—Владимировка вблизи Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН. Растительность пустынно-степная: в год исследования преобладали пижма тысячелистниколистная (*Tanacetum achilleifolium* (M. Bieb.) Sch. Bip.), овсяница бороздчатая (*Festuca valesiaca* subsp. *sulcata* (Hack.) Schinz et R. Keller), житняк пустынный (*Agropyron desertorum* (Fisch. ex Link) J.A. Schultes), — высота травостоя 12–16 см, проективное покрытие 65–70%. Разрезы были заложены В.А. Девятых в 1968 г. и располагались на микро-склоне, длина микрокатены составила 3 м, превышение между верхней и нижней точкой — 3.6 см, расстояние между точками 3 и 5 на профиле — 229 см (рис. S1). Верхняя точка микрокатены — наиболее солонцеватая почва — разрез 5. Нижняя точка микрокатены — наименее солонцеватая почва — разрез 3. Почва, занимающая промежуточное положение по солонцеватости и микро-рельефу — разрез 4. Данная микрокатена занимала среднюю часть траншеи длиной 9.5 м с общим перепадом рельефа между крайними точками 24.4 см. Для этой микрокатены, находящейся в переходной зоне от солонца к лугово-каштановой почве, в трех разрезах (3, 4, 5) были сделаны почвенные шлифы, способные дать ценную информацию о микростроении почв.

Полевое описание трех почвенных разрезов выполнено В.А. Девятых в 1968 г. (индексы горизонтов приводятся в соответствии с представлениями о классификации почв, существовавшими на момент описания микрокатены). На момент описания макроморфологические свойства почв между собой принципиально не отличались, что позволило В.А. Девятых в 1968 г. дать общее для них описание в своей работе [6]. Гумусовые горизонты А (0–20/20 см), обильно пронизанные корнями, характеризовались серым цветом, пылевато-суглинистым гранулометрическим составом, слоегато-чешуйчатой структурой, легко раздавливавшейся в порошок. Переходные по гумусу горизонты В1 (20–30/10 см) также содержали довольно много корней, имели коричнево-бурый цвет с серым оттенком, пылевато-суглинистый

гранулометрический состав, хорошо выраженную призматическую структуру, но призмы были непрочные, легко распадающиеся на комки 1–3 см в диаметре. Карбонатно-иллювиальные горизонты Вк1 (30–90/60 см) были уже почти без корней, имели буровато-палевую окраску, пылевато-суглинистый гранулометрический состав, были пронизаны густой сетью тонких как вертикальных, так и горизонтальных трещин. Карбонатные горизонты Вк2 (90–170/80 см) имели более светлую окраску, чем Вк1, суглинистый гранулометрический состав, со 140 см в них были хорошо заметны выцветы солей. Почвообразующая порода С (170–250/80 см) имела буровато-палевую окраску, суглинистый гранулометрический состав и большое количество скоплений гипса.

В результате обобщенная формула профиля почв данной микрокатены имела следующий вид: А–В1–Вк1–Вк2–С. Вскипание от HCl с 30 см. Название почв по Классификации почв СССР: каштановые солонцеватые [11], по WRB — Haplic Kastanozem (Loamic) [21]. Далее в тексте статьи будут даны пояснения классификационного положения отдельных разрезов микрокатены.

Основные методы, применяемые в данной работе — наблюдение, измерение и исследование. Для характеристики климата исследуемой территории использованы данные наблюдений за погодой на Эльтонской (1914–1939, 1946–1951 гг.) и Джаныбекской метеостанциях (1951–1968 гг.). К сожалению, климатические данные за период Второй мировой войны для этого региона отсутствуют. На основании имеющихся климатических данных в 2022 г. для периода 1914–1968 гг. рассчитывали среднемесячную и среднегодовую температуру воздуха, среднюю температуру воздуха в теплый и холодный период года, годовую сумму осадков, сумму осадков теплого и холодного периодов. Коэффициент увлажнения рассчитывали по методике Иванова [9]. Чтобы оценить состояние климата исследуемой территории к 1968 г., строили графики средней температуры, суммы осадков, коэффициента увлажнения по Иванову.

Содержание органического углерода определяли в 1968 г. по методу Тюрина [2] с применением фенилантраниловой кислоты в четырехкратной повторности для рыхлых образцов с глубины 0–10 и 10–20 см. Для определения состава легко-растворимых солей водную вытяжку из рыхлых образцов почвы, отобранных через каждые 10 см до глубины 2 м (верхние 10 см отобраны через 5 см), анализировали в 1968 г. по методике, описанной Аринушкиной [2]. Состав обменных катионов определяли в 1979 г. по методу Пфедфера [12] для рыхлых образцов, отобранных из горизонта А с тех же глубин, что и микромонолиты для изготовления почвенных шлифов. Шлифы изго-

товлены в Почвенном институте Э.Ф. Мочаловой в 1979 г. с применением канифоли в качестве пропитывающего состава [14]. Микроморфологические исследования проводили в 2022 г. по классическим методикам с использованием поляризационного микроскопа нового поколения Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26 (оборудование Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” ФГБНУ ФИЦ Почвенный институт им. В.В. Докучаева). Визуализация и измерение деталей микростроения проведены с помощью компьютерных программ, приложенных к микроскопу фирмы Olympus BX51 (Япония). Элементы микростроения описывали согласно международной терминологии, переведенной на русский язык [4, 22]. Вложенное изображение на рис. 2е получено путем синтезированной круговой поляризации в программе Thixomet Pro, методика подробно описана в Методическом руководстве [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

За период 1914–1968 гг. средняя температура воздуха в холодный период года составила -7.3°C , в теплый период $+16.0^{\circ}\text{C}$, за год $+7.4^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая сумма осадков в эти годы составляла 271.6 мм, минимальное значение 154.0 мм отмечено в 1934 г., максимальное – 659.8 мм – в 1915 г. Сумма осадков холодного периода варьировала в диапазоне 16.1–259.7 мм, теплого периода – в диапазоне 77.7–480.1 мм. Средняя сумма осадков за холодное время года в период 1914–1968 гг. составляла 95 мм, за теплое время года – 176.6 мм.

Анализируя многолетнюю изменчивость температуры воздуха, можно отметить для периода 1914–1968 гг. слабый тренд на уменьшение среднегодовой температуры, однако коэффициент корреляции линейной аппроксимации графика составляет всего 0.59, так что это снижение не является достоверным (рис. 1а). По сумме осадков также не наблюдается никаких значимых трендов ни по среднегодовому показателю, ни для теплого, ни для холодного периодов ($R = 0.27$, 0.27 и 0.37 соответственно) (рис. 1б). Однако можно отметить, что в целом увлажнение данной территории крайне нестабильное: на один год с относительно повышенным количеством осадков

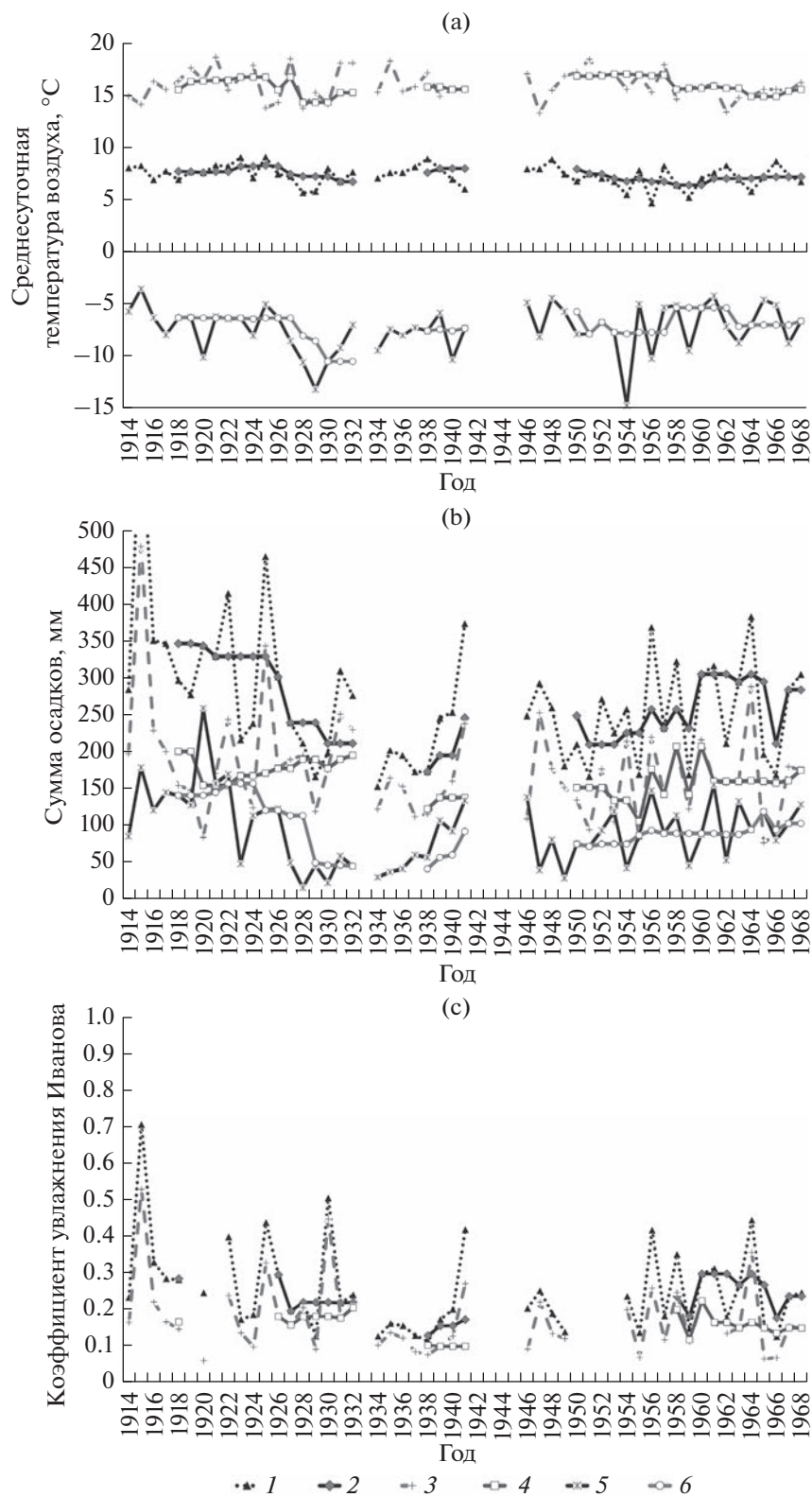
(>300 мм/год) приходится 2–3 года с пониженным количеством осадков (≈ 200 мм/год).

Многолетний цикл коэффициента Иванова, рассчитанного для теплого периода года и характеризующего отношение выпадающих осадков к испаряемости, также неоднородный и приблизительно совпадает с ходом многолетнего цикла осадков (рис. 1с), что следует непосредственно из формулы расчета. Однако можно отметить, что за 54-летний период наблюдений (вычитая годы, в которые наблюдений не было или их данные недоступны – 44-летний) коэффициент Иванова не поднимался выше единицы, минимальное среднегодовое значение коэффициента Иванова в этот период – 0.12, максимальное – 0.34, среднее – 0.21. Таким образом, территорию можно охарактеризовать как сильно засушливую. В целом проанализированные данные подтверждают характеристики, данные этой территории в литературе: климат засушливый [17], годы засух нередко следуют друг за другом, разделяясь более или менее длительными периодами удовлетворительного увлажнения, однако простой периодичности в появлениях засух установить нельзя [18]. Поэтому изученные почвы за 54 года, предшествующие отбору образцов, развивались в стабильных климатических условиях.

Содержание органического углерода в исследуемых почвах в слое 0–10 см составило 1.98%, в слое 0–20 см – 1.26% (гумуса 3.41 и 2.00% соответственно). Такое содержание органического углерода характерно для каштановых почв данной территории [19]. Результаты определения состава обменных катионов представлены в табл. 1. Обращают на себя внимание несколько тенденций. Во-первых, доля кальция от суммы поглощенных оснований во всех изученных почвах в поверхностной толще меньше, чем в подповерхностной. Однако больше всего кальция и меньше всего натрия в почве разреза 3, расположенной в нижней части микросклона. В то же время в почве верхней части микросклона ситуация обратная: здесь больше всего натрия и меньше всего магния.

По содержанию обменного натрия в срединном бескарбонатном горизонте, который по призматической структуре можно было бы отнести к горизонту BSN по Классификации и диагностике почв России [10], почвы разрезов 3 и 4 можно

Рис. 1. Многолетний ход климатических показателей на Джаныбекской равнине с 1914 по 1968 гг. (обобщенные данные метеостанций Эльтон и Джаныбек): а – температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$; б – сумма осадков, мм; с – коэффициент увлажнения по Н.Н. Иванову. Обозначения легенды для а и б: 1 – среднегодовые значения, 2 – среднегодовые значения, график сглажен пятилетними скользящими медианами, 3 – значения, усредненные за теплый период, 4 – то же, график сглажен пятилетними скользящими медианами, 5 – значения, усредненные за холодный период, 6 – то же, график сглажен пятилетними скользящими медианами. Обозначения легенды для с: 1 – коэффициент Иванова за год, 2 – то же, график сглажен пятилетними скользящими медианами, 3 – коэффициент Иванова за теплый период, 4 – график сглажен пятилетними скользящими медианами. Примечание: для наглядности графика сумма осадков за 1915 г. не приводится (660 мм).



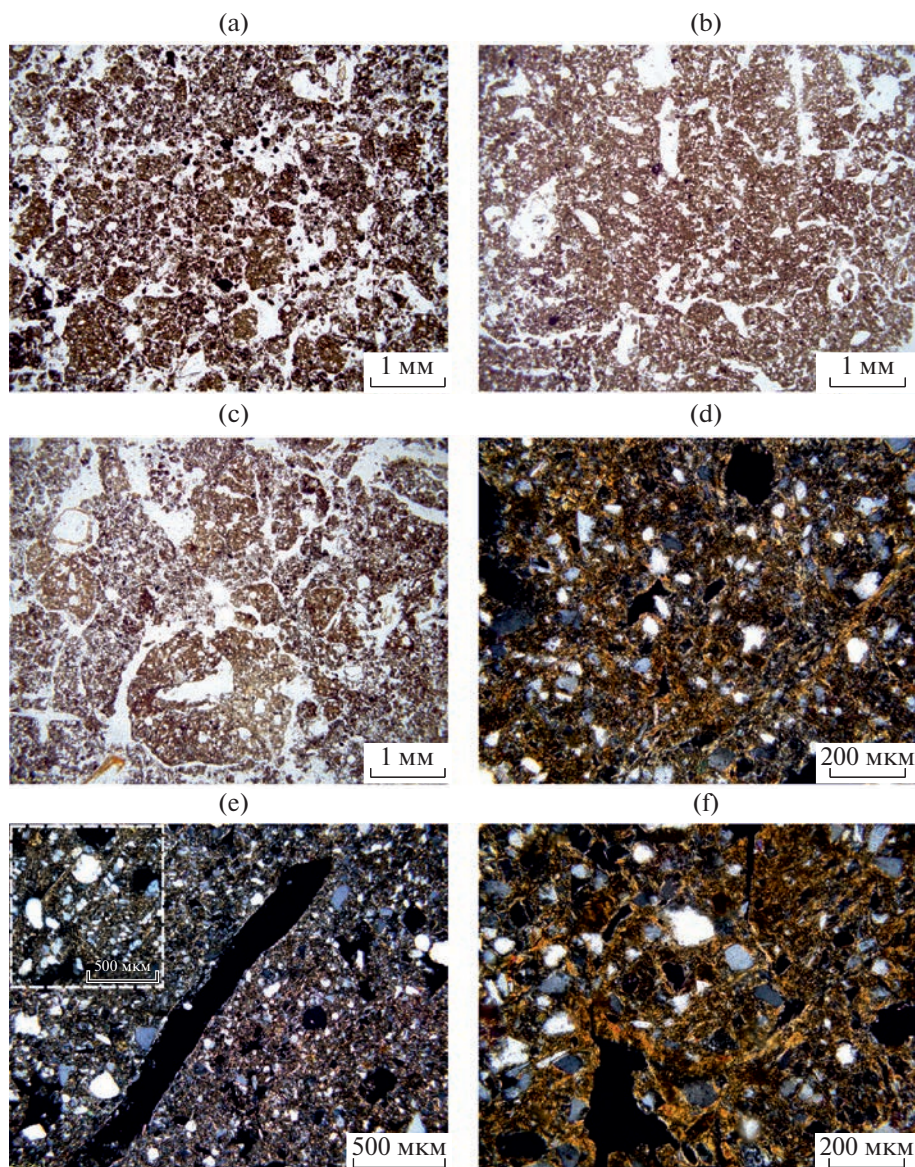


Рис. 2. Особенности микростроения верхних горизонтов каштановых солонцеватых почв микрокатены между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка (образцы отобраны в 1968 г., шлифы изготовлены в 1979 г., микроморфологическое описание выполнено в 2022 г.): а – разрез 3, 2–15 см, высокая биогенная агрегированность, PPL; б – разрез 3, 17–27 см, микросложение уплотненное, но с обилием биогенных пор-каналов, PPL; в – разрез 4, 2–12 см, высокая биогенная агрегированность, PPL; д – разрез 4, 14–22 см, тонкая слоистая гипокутана, XPL; е – разрез 5, 2–12 см, тонкие струйки оптически ориентированного тонкодисперсного глинистого вещества, приуроченные к порам, XPL; ф – разрез 5, 12–19 см, слоистые гипокутаны, XPL.

отнести к малонатриевым солонцам, почву разреза 5 – к средненатриевому солонцу [10].

На микроуровне *верхние части гумусовых горизонтов* изученных почв отличаются высокой биогенной агрегированностью (табл. S1, рис. 2а), которая, однако, уменьшается вверх по микроскелю (по мере приближения к микроповышению). В горизонте А разреза 3 (2–15 см) глинисто-гумусовое тонкодисперсное вещество (ТДВ) встречается микрозонально, в этих зонах преобладает вокругскелетная ориентация ТДВ, струйчатая

встречается единично, в тех агрегатах, где ТДВ гумусово-глинистое. Также в этом горизонте много разнообразных экскрементов микрофауны и встречаются мелкие фитоциты (табл. S2). Горизонт А (2–12 см) разреза 4 отличается тем, что в нем, по сравнению с разрезом 3, глинистые агрегаты встречаются чаще и имеют большие размеры (рис. 2с), а в отдельных порах отмечены скопления отмытых минеральных зерен. Гумусовый горизонт разреза 5 (2–15 см) отличается меньшей степенью биогенной проработки: более уплот-

Таблица 1. Содержание обменных катионов в верхнем горизонте каштановых солонцеватых почв микрокатоны между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка (образцы отобраны в 1968 г., анализ выполнен в 1979 г.)

Разрез	Глубина отбора образца, см	Содержание иона, смоль(экв)/кг				Сумма, смоль(экв)/кг	% от суммы			
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
3	2–15	12.06	6.11	0.71	0.43	19.31	62.4	31.6	3.7	2.2
	17–27	16.88	7.80	0.35	0.41	25.44	66.3	30.7	1.4	1.6
4	2–12	9.12	5.03	0.40	0.69	15.24	59.8	33.0	2.6	4.5
	14–22	15.19	9.41	0.33	4.78	29.71	51.1	31.7	1.1	16.1
5	0–12	5.46	2.74	0.25	1.08	9.53	57.3	28.7	2.6	11.3
	12–19	11.41	4.64	0.33	8.26	27.64	41.3	27.4	1.2	29.9

ненная, слабо выраженная округло-блоковая микроструктура, слабо выраженная комковатая микроструктура, экскременты микрофауны единичны. Особенности этого горизонта являющегося сплошной вокругскелетная ориентация глинистого ТДВ; появление тонких глинистых струек, тяготеющих к поверхностям агрегатов – свидетельство повышенной подвижности глинистого ТДВ (рис. 2е).

Сильнее проявляется неоднородность почвенных профилей в *нижних частях гумусового горизонта*. В разрезе 3 в нижней части микросклона на глубине 17–27 см наблюдается более низкая гумусированность по сравнению с вышележащей толщей, биогенная агрегированность высокая, но материал уплотненный (рис. 2б). Агрегаты высокого порядка – округло-блоковые – состоят из уплотненных биогенных агрегатов: комковатых и зернистых. Оптическая ориентация ТДВ преобладает вокругскелетная и раздельно-чешуйчатая, единично встречаются тонкие короткие струйки. В разрезе 4 на глубине 14–22 см округло-блоковая микроструктура сильно выражена. Эта толща имеет явные признаки солонцеватости: глинисто-гумусовое ТДВ подвижное. Преобладает раздельно-чешуйчатая и струйчатая оптическая ориентация ТДВ, встречается перекрестно-волоконистая и вокругскелетная. Струйчатая оптическая ориентация глинистого ТДВ здесь возникает, вероятно, при смыкании пор, покрытых тонкими кутанами (рис. 2д). Почва в разрезе 5 на глубине 12–19 см имеет наиболее выраженную в ряду изученных почв округло-блоковую микроструктуру, хорошо аккомодированную. ТДВ можно отнести к глинистому, гумуса совсем мало, он встречается в виде точечного гумуса. Преобладает перекрестно-волоконистая оптическая ориентация ТДВ, вокругскелетная почти не встречается. Отмечаются сложные микрослоистые гипокутаны (рис. 2ф), образующиеся вследствие процессов набухания-усадки, и в небольшом количестве тонкие микрослоистые иллювиальные кутаны, что позволяет сказать о развитии солонцового процесса в этой

почве на момент наблюдения. Наряду с увеличением выраженности солонцового процесса наблюдается уменьшение активности микрофауны: если в разрезе 3 на глубине 17–27 см множество биогенных инфиллингов, состоящих из округлых и эллипсоидных экскрементов, то в разрезе 5 на глубине 12–19 см в шлифе отмечен лишь один растительный остаток с несколькими экскрементами клещей внутри.

Горизонты В1. В разрезе 3 на глубине 27–37 см отмечается высокая биогенная переработка, что отражается в обилии копрогенных гумусированных агрегатов (рис. 3а), из них некоторые имеют ожелезненное ТДВ (размер таких агрегатов до 150 мкм), растительные остатки в порах тоже ожелезненные. Преобладает вокругскелетная ориентация глинистого ТДВ, встречаются элементы струйчатой и перекрестно-волоконистой, единично тонкие глинистые струйки залегают по граням агрегатов, что позволяет говорить о слабом проявлении на момент отбора образца солонцового процесса, а горизонту присвоить признак солонцеватости sp. В разрезе 4 на глубине 23–31 см микроструктура округло-блоковая, единично встречаются микрзоны копрогенной микроструктуры, занесенный глинисто-железистый обломок агрегата с включениями пыли и тонкого песка. Поскольку такого материала нет во внутрипедной массе, можно предполагать, что этот обломок занесен биотой из опесчаненных прослоев, из которых не были отобраны образцы для шлифов. Преобладает вокругскелетная и раздельно-чешуйчатая оптическая ориентация ТДВ, глинистые струйки на гранях агрегатов встречаются чаще, чем в разрезе 3 (рис. 3с). Единично в порах встречаются отмытые зерна кварца без пленок. Почва разреза 5 на глубине 20–28 см имеет массивную микроструктуру, глинистые струйки по граням агрегатов и сомкнутым порам толще, чем в разрезе 4 (рис. 3е), а размер чешуек глинистого ТДВ больше, что позволяет охарактеризовать этот горизонт по микростроению как солонцовый и присвоить этому горизонту индекс BSN

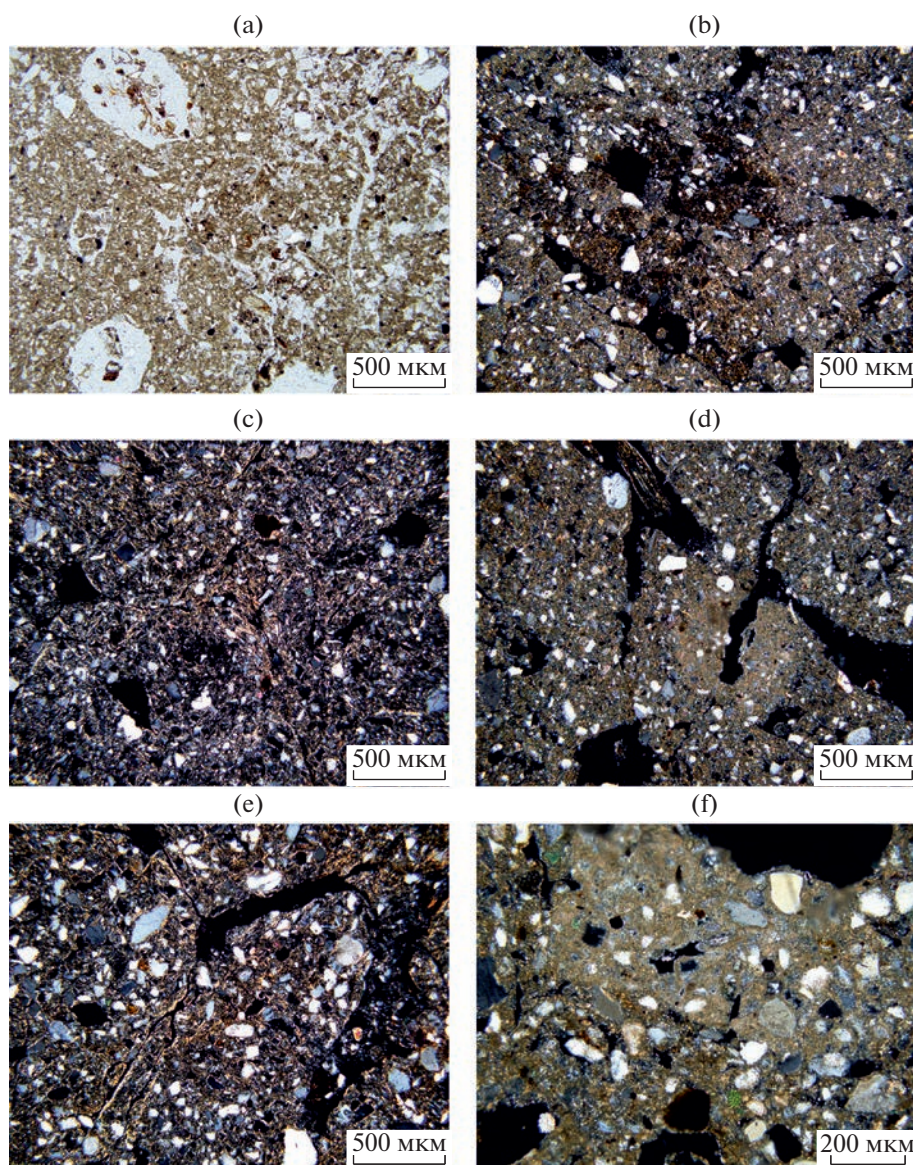


Рис. 3. Особенности микростроения срединных горизонтов каштановых солонцеватых почв микрокатены между I и II лентами гослесополосы Чапаевск—Владимировка: а — разрез 3, 27–37 см, высокая биогенная агрегированность, RPL; б — разрез 3, 40–47 см, микроразона с глинисто-гумусовым тонкодисперсным веществом, основная масса имеет кристаллитовую оптическую ориентацию тонкодисперсного вещества, XPL; в — разрез 4, 23–31 см, струйчатая оптически ориентированная глина, приуроченная к порам и граням агрегатов, XPL; г — разрез 4, 35–45 см, микритовое стяжение вокруг биогенной поры, XPL; д — разрез 5, 20–28 см, тонкие струйки оптически ориентированного тонкодисперсного глинистого вещества, приуроченные к порам, XPL; е — разрез 5, 30–38 см, микритовое стяжение — начало формирования белоглазки, XPL.

(рис. S2) по Классификации и диагностике почв России [10]. Деятельность фауны в этом слое во всех почвах слабо выражена.

Горизонты Вк₁. Почва разреза 3 на глубине 40–47 см имеет микроструктуру, сочетающую зоны округло-блоковой, зернистой и губчатой, глинисто-карбонатное ТДВ с кристаллитовой оптической ориентацией. Единично встречаются зоны с меньшим содержанием карбоната кальция, в них

оптическая ориентация ТДВ вокругскелетная. Биогенная проработка проявляется в наличии экскрементов клещей в биогенных порах и микроразональной пропитки внутрипедной массы (ВПМ) почти черным органическим веществом по ассимилированным разложившимся растительным остаткам (рис. 3б). Также в этом горизонте в ВПМ появляются зерна первичного кальцита. Наличие только карбонатной пропитки микритом данного горизонта позволяет рассматривать его как ВМК.

В почвенной массе разреза 4 на глубине 35–45 см микроструктура уплотненная, ваговая, с микрозонами комковатой. Отмечен биогенный ход с копролитами из глинистого материала вышележащего горизонта. Заметна кольцевая ориентация скелетных зерен размерности мелкого песка. Такая сортировка крупных фракций, вероятно, является реликтовым признаком, поскольку ее связывают с длительным промерзанием отложений. Особенностью этого почвенного слоя является также появление карбонатных новообразований (микритовое стяжение вокруг биогенной поры – рис. 3d), что позволяет рассматривать его как горизонт ВСА. В разрезе 5 на глубине 30–38 см микроструктура массивная, пронизанная биогенными каналами. ТДВ глинисто-карбонатное с кристаллитовой оптической ориентацией. Единично отмечена микрозона с повышенной концентрацией микритовой пропитки, что является начальной стадией формирования карбонатного стяжения и также позволяет рассматривать этот горизонт как ВСА (рис. 3f).

Горизонты Вк₂. На глубине 110–120 см в разрезе 3 микроструктура ваговая, состоящая из мелких комковатых агрегатов, уплотненных между собой. Их размер одинаков – приблизительно 100 мкм (рис. 4a). Есть более рыхлые и более плотные микрозоны. Много биогенных каналов, вокруг которых почвенный материал уплотнен. Единично отмечена микрозона с экскрементами (рис. 4b). ТДВ карбонатно-глинистое, образует мелкие комки, описанные выше, преимущественно без силикатных зерен внутри, однако иногда встречаются зерна, “одетые” пылеватой карбонатно-глинистой пленкой. Большая часть силикатных зерен в пленках глинистого ТДВ. В ВПМ встречаются зерна первичного кальцита. Отмечена тенденция к формированию тонких прослоек песка, что свидетельствует о неоднородности почвообразующего материала. В разрезе 4 на этой же глубине почвенный материал заметно более рыхлый, микроструктуру можно охарактеризовать как слабовыраженную комковатую и зернистую. Обращает на себя внимание обилие гипса в этом горизонте – множество инфиллингов, состоящих из гипсовых кристаллов разных генераций, преобладает ангидрид. Полагаем, что именно обилие гипса, кристаллы которого раздвигают почвенную массу вокруг себя, привело к формированию такой специфической микроструктуры – отдельности неправильной формы, комки и зерна слабо выражены (рис. 4c, 4d). В разрезе 5 на глубине 110–120 см микроструктура массивная с обилием ваг и каналов, однако заметно, что в микроструктуре присутствуют уплотненные мелкие пылеватые комки и песчаные зерна в пленках пылеватого материала, как и в разрезе 3 (рис. 4e). Так же, как в разрезе 3, отмечается тенденция к формированию по-разному ориентированных

тонких прослоек песка и к кольцевой его сортировке (рис. 4f). Гипса и признаков деятельности микрофауны на глубине 110–120 см в разрезе 5 в данном образце не отмечено. Вероятно, на глубине 100–120 см начинается почвообразующая порода – горизонт С (рис. S2) – с микропризнаками криогенной сепарации и микрослоистости по песку с реликтовым почвенными признаками – крупные сростки гипса с признаками разрушения и микроагрегированность лёссовой размерности (рис. 4a, 4b, 4d).

При анализе солевых профилей исследуемых почв (рис. 5) отмечается следующая закономерность: содержание сульфат-ионов и натрия существенно увеличивается с повышением положения почвы вверх по микросклону. Относительно повышенное содержание сульфат-иона и иона натрия наблюдается в профиле разрезов 4 и 5, начиная с глубины в 1 м (4.69 и 11.10 смоль(экв)/кг соответственно). Несколько повышено содержание иона хлора во втором метре разреза 5 (3.64 смоль(экв)/кг на глубине 120 см) и в целом солевой профиль этого разреза похож на солевой профиль глубокого или остепняющегося солонца, описанный Роде и Польским [17]. В разрезе 3 слабое сульфатно-натриевое с участием соды засоление появляется только на глубине 150–160 см (общая сумма солей 0.17%, сумма токсичных солей 0.15%). В самой нижней части профиля засоление хлоридно-сульфатное, но все еще слабое, гипса нет, присутствует сода и магний, натрий, наибольшая общая сумма солей 0.22% на глубине 170–180 см (сумма токсичных солей на этой глубине составляет 0.17%). В разрезе 4 слабое сульфатное с участием соды натриевое засоление проявляется уже на глубине 60–70 см (общая сумма солей 0.25%, сумма токсичных солей 0.21%), на глубине 90–100 см засоление уже средней степени, сульфатное с участием соды магниево-натриевое (общая сумма солей 0.26%, сумма токсичных солей 0.24%), сменяется сильным на глубине 140–150 см (общая сумма солей 0.53%, сумма токсичных солей 0.51%). Во всем профиле присутствует сода, гипс в химизме засоления проявляется только на глубине 190–200 см (0.314% растворенного гипса). Магний в химизме засоления имеется в слоях 70–100, 140–150 и 190–200 см (1, 1.6 и 2.6% токсичного Mg соответственно). В разрезе 5 слабое засоление, содово-сульфатное натриевое, проявляется немного выше (на глубине 40–50 см общая сумма солей 0.21%, сумма токсичных солей 0.17%), сода также участвует в химизме засоления в слое 70–100 см. Уже на глубине 100–110 см засоление сильное (общая сумма солей 1.01%, сумма токсичных солей 0.95%), хлоридно-сульфатное натриевое, сода пропадает, со 110 см – очень сильное (общая сумма солей 1.25%, сумма токсичных солей 1.17%) сульфатное с гипсом натриевое, со 120 см добавляется магний (4 смоль(экв)/кг ток-

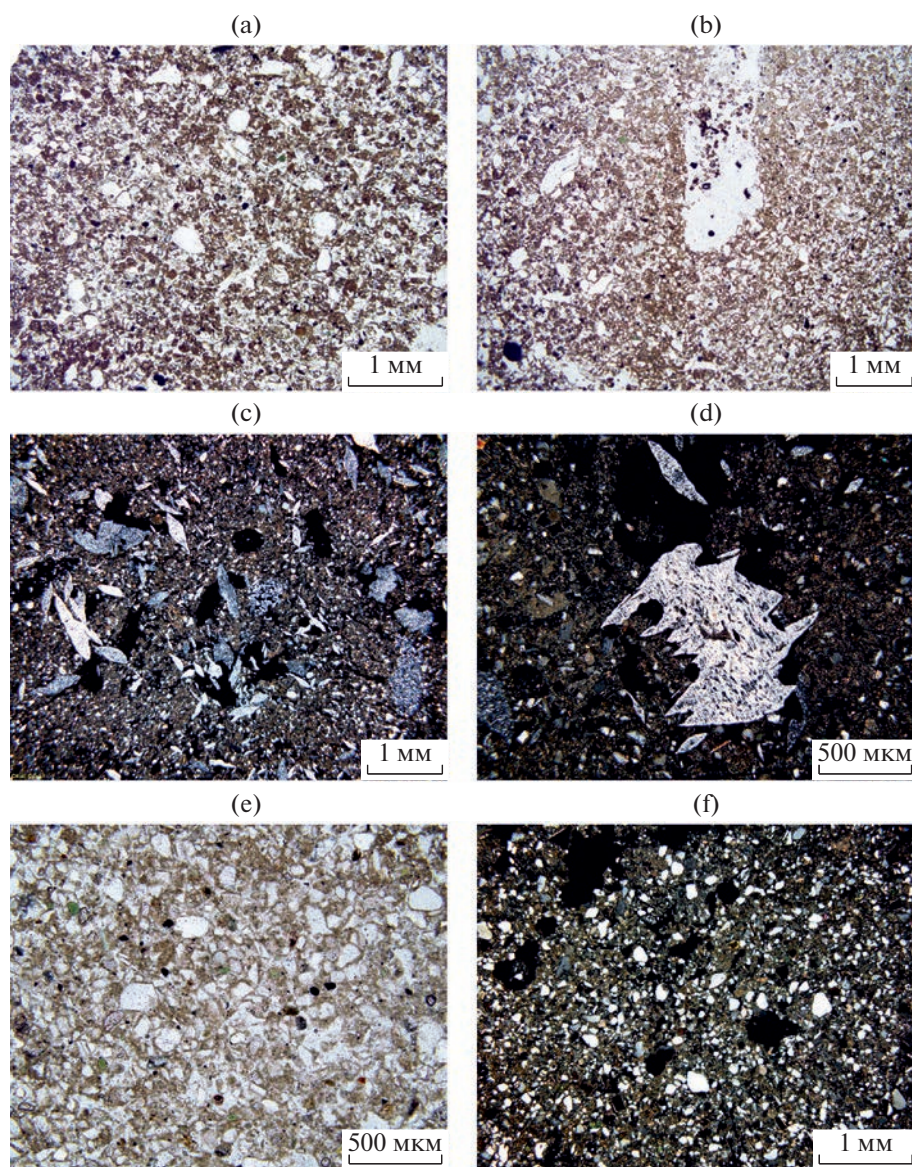


Рис. 4. Особенности микростроения нижних горизонтов каштановых солонцеватых почв микрокатены между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка: а, б – разрез 3, 110–120 см, лёссовидный материал (а) и экскременты микрофауны в биогенной поре (б), PPL; с, д – разрез 4, 110–120 см, разнообразие форм гипса: инфилинги, отдельные кристаллы (с), крупный разрушающийся сросток (д), XPL; (е, ф) – разрез 5, 110–120 см, уплотненные лёссовидные агрегаты (е), кольцевая сортировка песчаных зерен (ф), XPL.

сичного Mg), со 150 см добавляется гипс (растворенного гипса 0.537%). Таким образом, в составе солей в разрезе 5 больше доля соды и магния, чем в разрезе 4.

Таким образом, при микроморфологическом изучении шлифов светло-каштановых солонцеватых почв выявлены следующие тенденции. Вверх по склону происходит уменьшение биогенной проработки почв как по глубине, так и по интенсивности. При этом в разрезе 3, расположенном в нижней точке микросклона, признаки биогенной активности обнаружены даже на глубине

110–120 см. С другой стороны, вверх по склону закономерно увеличивается интенсивность проявления солонцового процесса. В разрезе 5, находящемся в верхней части микросклона, глинистые струйки, приуроченные к поверхностям пор, появляются уже в горизонте А, который, судя по элементам микростроения и по содержанию обменного натрия, можно охарактеризовать как средненатриевый солонцовый горизонт (2–12 см). Почва разреза 4 занимает промежуточное положение не только физически, но и по выраженности обозначенных выше процессов. По промытости от карбонатов, наличию глинистых тонких кутан и со-

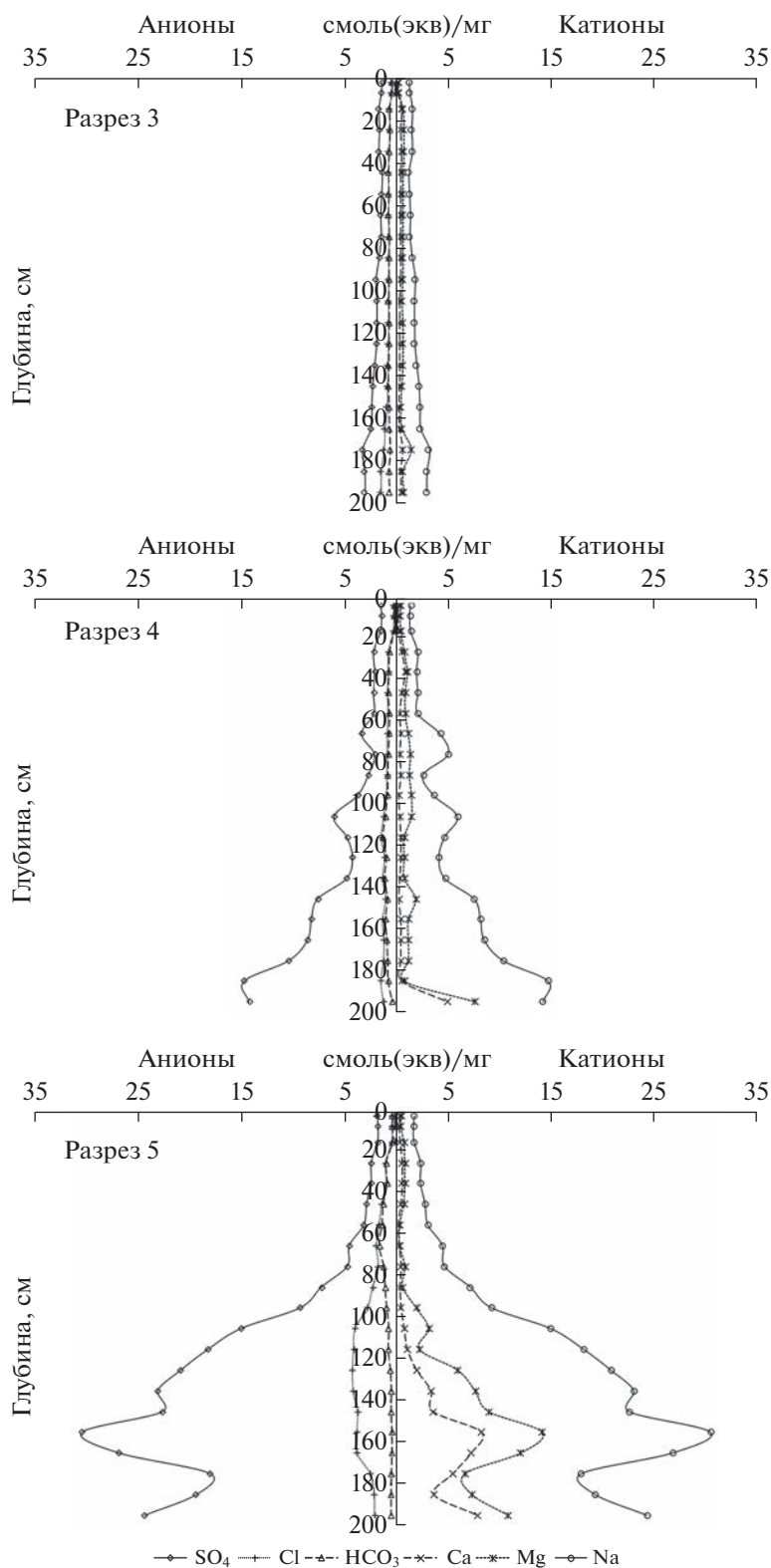


Рис. 5. Солевые профили каштановых солонцеватых почв микрокатены между I и II лентами гослесополосы Чапаевск—Владимировка (отбор образцов и анализ водной вытяжки выполнены в 1968 г., графики составлены в 2022 г.), концентрация солей приводится в смоль(экв)/кг почвы.

держанию обменного натрия 16.1% слой 14–22 см этой почвы можно охарактеризовать как солонцовый горизонт BSN малонатриевый. Особенно этого разреза является также и то, что на глубине 110–120 см здесь отмечается множество скоплений разновозрастных кристаллов гипса. Вероятно, в разрезе 5 гипсовые новообразования не попали в отобранный для шлифа образец, хотя их присутствие позволяет предполагать состав водной вытяжки (рис. 5).

По Классификации и диагностике почв России [16] верхние горизонты изученных почв можно отнести к диагностическому горизонту AJ. По Классификации и диагностике почв СССР [11] из изученных почв только классификационное положение почвы разреза 3 можно назвать не вызывающим дискуссий: по содержанию гумуса и мощности гумусового горизонта можно отнести ее к каштановым маломощным, а содержание обменного натрия в ней так мало, что отнести ее даже к слабосолонцеватым не представляется возможным. По WRB [21] эта почва относится к *Narlic Kastanozem* (Loamic).

В разрезах 4 и 5 не все так однозначно. Содержание обменного натрия в них повышенное в приповерхностной толще (на глубине 12(14)–22(25) см), причем настолько, что выходит за пределы, установленные для сильносолонцеватых каштановых почв классификацией почв СССР [11], что позволяет их отнести к солонцам. По классификации почв России [10] почвы разрезов 4 и 5 можно отнести к разным видам солонцов по содержанию обменного натрия – малонатриевым (разрез 4) и среденатриевым (разрез 5). При этом по мощности гумусового горизонта без обменного натрия (мощности надсолонцовой толщи) их можно отнести к средним солонцам. По наличию агрегатов с признаками подвижности глины в этих горизонтах (вокругскелетная оптическая ориентация глинистого ТДВ) можно предположить активное зоогенное перемешивание материала.

Судя по тому, что сумма обменных магния и натрия в слое 14–22 см разреза 4 и слое 12–19 см разреза 5 превышает содержание обменного кальция, а самого обменного натрия больше 15%, эти слои могут считаться горизонтами *натрик* по WRB [21]. Высокая оптическая ориентация глинистого тонкодисперсного вещества и наличие тонких глинистых кутан в шлифах из этих слоев также подтверждает эту гипотезу. Однако для точного вывода о принадлежности горизонта и, соответственно, для отнесения этих двух разрезов к реферативной почвенной группе *Solonetz* данных недостаточно – необходимо более подробное полевое описание и данные по гранулометрическому составу всех изученных почв. К сожалению, такими всеобъемлющими данными не располагаем, поэтому классификационное по-

ложение этих почв с точки зрения Мировой реферативной базы почвенных ресурсов остается дискуссионным. Однако факт проявления солонцового процесса в почвах изученной микрокатены в 1968 г. сложно подвергать сомнению, учитывая проанализированные нами данные. По высокой биогенной микроагрегированности и характеру органического вещества в гумусовых горизонтах изученные почвы разрезов 4 и 5 можно отнести к остепняющимся солонцам, которые являются промежуточной стадией эволюции от солонца к каштановой почве [8]. Роде [17] писал, что признаками остепнения солонцов является наличие гумусового горизонта большой мощности, текстурной дифференциации профиля без выраженных глинисто-гумусовых кутан, отсутствие обменного натрия в почвенном поглощающем комплексе. В связи с этим можно предположить, что в изученных почвах на момент отбора образцов в 1968 г. процесс остепнения находился на самой ранней стадии развития.

Как известно, солонцеватые, солонцовые и осолоделые морфоны и горизонты выражены в разных типах почв комплекса в различной степени [13], что связано с общими эволюционными трендами развития ландшафтов Прикаспийской низменности и локальными изменениями, связанными с деятельностью почвенных животных, возможной динамикой микрорельефа из-за исходно разного содержания солей в почвообразующем материале и колебаниями уровня грунтовых вод [1, 20]. Поскольку текущие тренды отражаются в особенностях микроструктур, текстурных и солевых новообразованиях, а более давние – в свойствах глинистой плазмы, то необходимо заложение новых разрезов проводить с учетом положения почв по микро- и нанорельефу и вблизи ранее изученных. Для проведения мониторинговых исследований по изменению свойств этих почвенных комплексов необходимо проводить детальную морфологическую характеристику и фотофиксацию основных особенностей генетических горизонтов, сопровождая их физико-химическими исследованиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены почвы солонцового комплекса на микросклоне длиной 229 см с перепадом высот между крайними точками разреза 3.6 см, расположенного между I и II лентами гослесополосы Чапаевск–Владимировка. Несмотря на очень малый перепад высот, почвы существенно различаются по физико-химическим и микроморфологическим признакам. Подобные быстрые изменения свойств солонцов с перепадом высот в 2 см по траншее были отмечены и ранее для территории заповедной степи на стационаре [13].

В траншее при микроморфологическом изучении почв, образцы которых отобраны в 1968 г., выявлены признаки активного солонцового процесса, особенно сильно проявляющиеся в профиле почвы в верхней части микросклона и выражающиеся в наличии глинистых кутан по граням структурных отдельностей и в перекрестно-волокнистой оптической ориентации глинистого тонкодисперсного вещества во внутривершинной массе. В профиле почвы в средней части микросклона эти признаки выражены слабее, однако в обеих этих почвах наличие солонцового процесса подтверждается высоким содержанием обменного натрия в составе обменных катионов на тех же глубинах, где на микроуровне отмечены глинистые кутаны. Вместе с тем вниз по склону увеличивается число проявлений активности почвенных животных в изученных почвах, максимальны они в почве нижней части склона. В ней же в верхней части профиля отмечено минимальное содержание обменного натрия и отсутствие кутан, перекрестно-волокнистая оптическая ориентация тонкодисперсного вещества отмечена только в отдельных агрегатах, которые, по-видимому, занесены сюда выбросами почвенных животных из почв, расположенных немного выше по микросклону. По Классификации и диагностике почв СССР [11] эта почва относится к каштановым маломощным, по WRB [21] — к *Haplic Kastanozem*. Классификационное положение почв верхней и средней части микросклона неоднозначно, по своим свойствам они ближе всего к описанным в литературе солонцам.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Коллектив авторов статьи выражает благодарность Н.Б. Хитрову за помощь в расчетах климатических показателей и Г.С. Базыкиной за предоставленные данные метеорологических наблюдений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование проведено за счет средств гранта РНФ № 21-74-20121.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Схема продольного профиля микрокатены каштановых солонцеватых почв между I и II лентами гослесополосы Чапаевск—Владимировка (составлена В.А. Девярых в 1968 г.).

Таблица S1. Описание микроструктуры, пор, микросложения, тонкодисперсной массы и кутан в каштановых солонцеватых почвах между I и II лентами го-

слесополосы Чапаевск—Владимировка (образцы отобраны в 1968 г., шлифы изготовлены в 1979 г., микроморфологическое описание выполнено в 2022 г.).

Таблица S2. Описание органического вещества, экскрементов, инфиллингов и нодулей в каштановых солонцеватых почвах между I и II лентами гослесополосы Чапаевск—Владимировка (образцы отобраны в 1968 г., шлифы изготовлены в 1979 г., микроморфологическое описание выполнено в 2022 г.).

Рис. S2. Схема почвенных горизонтов микрокатены каштановых солонцеватых почв между I и II лентами гослесополосы Чапаевск—Владимировка (составлена в 2022 г. на основе схемы, выполненной В.А. Девярых в 1968 г.). Красный шрифт — индексы по Классификации и диагностике почв СССН, 1977 и глубины горизонтов по обобщенному полевому описанию почв микрокатены, которые соединены красными пунктирными линиями; черный шрифт — индексы по Классификации и диагностике почв России, 2004, черные штрихи отмечают границы отбора образцов монолитов, по шлифам которых установлены индексы по современной классификации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абатуров Б.Д. Западинный микрорельеф Прикаспийской низменности и механизмы его формирования // Аридные экосистемы. 2010. Т. 16. № 45. С. 31–45.
2. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. 491 с.
3. Большаков А.Ф. Почвы и микрорельеф Прикаспийской низменности // Мат-лы изысканий, исследований и проектирования ирригации Заволжья. Вып. VII. Солонцы Заволжья. М., 1937. С. 134–169.
4. Герасимова М.И., Ковда И.В., Лебедева М.П., Туркина Т.В. Микроморфологические термины как отражение современного состояния исследований микростроения почв // Почвоведение. 2011. № 7. С. 804–817.
5. Глобальные изменения климата и прогноз рисков в сельском хозяйстве России. М.: Российская академия сельскохозяйственных наук, 2009. 518 с.
6. Девярых В.А. Генетические особенности почв солонцового комплекса Северо-Западного Прикаспия. Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 1970. 17 с.
7. Земельные ресурсы. Всемирный обзор. Первое издание // Конвенция Организации Объединенных Наций по борьбе с опустыниванием (United Nations Convention to Combat Desertification), 2017. 338 с.
8. Иванов И.В., Демкин В.А., Губин С.В., Мамонтов В.И. Развитие почв бессточной равнины Северного Прикаспия в голоцене // Почвоведение. 1982. № 1. С. 5–17.
9. Иванов Н.Н. Об определении величин испаряемости // Изв. Всесоюзного географического общества. 1954. Т. 86. № 2. С. 189–196.
10. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

11. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
12. Кожевников К.Я. Быстрый и точный метод определения емкости поглощения в карбонатных почвах // Почвоведение. 1960. № 2. С. 100–102.
13. Лебедева (Верба) М.П., Герасимова М.И. Макро- и микроморфологические особенности генетических горизонтов почв солонцового комплекса Джаныбекского стационара // Почвоведение. 2009. № 3. С. 259–272.
14. Мочалова Э.Ф. Изготовление шлифов из почв с нарушенным строением // Почвоведение. 1956. № 10. С. 98–100.
15. Плотникова О.О., Куст П.Г., Романис Т.В., Лебедев М.А. Методическое руководство по компьютерному анализу изображений почвенных шлифов с использованием программного обеспечения Thixomet Pro. М., 2022. 61 с.
16. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
17. Роде А.А., Польский М.Н. Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав и физические свойства // Почвы полупустыни Северо-Западно-го Прикаспия и их мелиорация. 1961. Т. 56. С. 3–214.
18. Селянинов Г.Т. Происхождение и динамика засух // Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. 1958. С. 5–30.
19. Сиземская М.Л. Современная природно-антропогенная трансформация почв полупустыни Северного Прикаспия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 276 с.
20. Хитров Н.Б. Изменение микрорельефа и почвенного покрова солонцового комплекса за вторую половину XX века // Почвы, биогеохимические циклы и биосфера. Развитие идей Виктора Абрамовича Ковды. К 100-летию со дня рождения. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2004. С. 324–342.
21. IUSS Working Group WRB 2015 World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps (World Soil Resources Reports no 106) (Rome: FAO).
22. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. John Wiley & Sons (Publ.), 2021. 240 p.

Micromorphological Characterization of Soils of the Solonetzic Complex (Dzhanybek Plain)

O. O. Plotnikova¹*, M. P. Lebedeva¹, P. R. Tsymbarovich¹, and V. A. Devyatkh¹

¹ Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: mrs.plotnikova@mail.ru

A comparative analysis of physico-chemical and micromorphological properties in samples of 1968 sampling from virgin soils of the dry-steppe saline complex as the starting point of the 1968–2022 chronosequence was carried out. The study of climatic parameters for the period 1914–1968 showed that in the 54 years preceding the sampling, soils developed in relatively stable climatic conditions. Analysis of soil properties showed that on an almost flat area with a height difference of only 3.6 cm at a distance of 229 cm, soils differ significantly in depth and degree of salinity, degree of solonetzization, set of humus microforms and organic matter content, presence and size of clay coatings, degree of mobility of micromass. This confirms the patterns of moisture redistribution described in numerous studies in this area, even with very small elevation differences. Based on the set of available indicators, it can be concluded that soils of the microcatena are belong to different taxonomic units. The soil of the lower part of the microslope according to the USSR Soil Classification (1977) can be attributed to light chestnut soil, according to the international classification WRB (2015) it can be attributed to Haplic Kastanozem (Loamic). Soils with a high content of exchangeable sodium and the presence of clay coatings, located in the middle and upper parts of the microslope, according to both classifications belong to Solonetz.

Keywords: climate, Caspian Lowland, steppified solonetz, soil evolution, soil genesis

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.412

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ ПОЧВ И ПОЧВЕННО-ПЕСЧАНЫХ СУБСТРАТОВ, ЗАГРЯЗНЕННЫХ МЕДЬЮ, НА МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ РАСТЕНИЙ ЯЧМЕНЯ

© 2023 г. Д. Л. Пинский^а, *, П. А. Шарый^а, С. С. Манджиева^б, Т. М. Минкина^б,
Л. В. Переломов^с, А. Н. Мальцева^а, Т. С. Дудникова^б

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

^бЮжный федеральный университет,
ул. Большая Садовая, 105/42, Ростов-на-Дону, 344006 Россия

^сТульский государственный педагогический университет им. Л.Н. Толстого,
пр-т Ленина, 125, Тула, 300026 Россия

*e-mail: pinsky43@mail.ru

Поступила в редакцию 15.09.2022 г.

После доработки 12.11.2022 г.

Принята к публикации 14.11.2022 г.

В многофакторном вегетационном эксперименте изучено влияние состава и свойств почв и почвенно-песчаных субстратов, загрязненных различными дозами ацетата меди, на морфометрические показатели проростков ярового ячменя. Показано, что всхожесть и энергия прорастания семян, а также длина корней, надземной части и сухая биомасса растений сложным образом зависят от концентрации Си в почвах и субстратах, а также их буферности по отношению к тяжелым металлам. Установлено наличие двух механизмов влияния Си на развитие растений: метаболического при $C_{Cu} \leq 500$ мг/кг почвы и диффузионного при $C_{Cu} \geq 500$ мг/кг. Методами регрессионного анализа экспериментальных данных получено уравнение множественной регрессии, объединяющее морфометрический показатель растений, концентрацию Си в субстратах и буферность почв по отношению к Си. На его основе в координатах буферность почв–концентрация Си на плоскости построена линия значений предельно допустимых концентраций Си в почвах в диапазоне от 17 до 2047 мг/кг, позволяющая отделить зону допустимого развития растений ячменя (уменьшение морфометрического показателя на 15%) от зоны превышения принятого значения предельно допустимой концентрации Си. Таким образом, предельно допустимая концентрация рассматривается не как фиксированная величина, а как функция концентрации Си, буферности почв по отношению к тяжелым металлам и виду растения.

Ключевые слова: буферность почв к тяжелым металлам, многофакторный эксперимент, морфометрические параметры, предельно допустимая концентрация

DOI: 10.31857/S0032180X2260113X, **EDN:** HBYSHQ

ВВЕДЕНИЕ

Прогрессирующее загрязнение окружающей среды соединениями тяжелых металлов антропогенного происхождения представляет серьезную опасность для растений, животных и человека. Около 11% почв территории России имеют высокий уровень техногенного загрязнения этими элементами, в ряде регионов данный показатель значительно больше среднего уровня, что приводит к нарушению естественных биогеохимических циклов веществ, накоплению токсичных элементов в трофических цепях, первым звеном которых является растение, а конечным — человек [17, 24, 25, 27, 34, 36]. Этому способствуют та-

кие свойства тяжелых металлов (ТМ), как токсичность, низкая миграционная способность многих из них и недоступность биоразложению. Загрязнение окружающей среды ТМ стало серьезной и широко распространенной экологической угрозой, особенно в городах и крупных промышленных агломерациях [22].

Большая часть антропогенных выбросов ТМ в той или иной форме аккумулируется в почвах, делая их токсичными для живых организмов [8]. Как показали исследования последних лет, техногенные соединения ТМ в почвах ведут себя сложным образом. В естественных условиях они термодинамически нестабильны и потому более реакционноспособны по сравнению с соедине-

ниями ТМ в незагрязненных почвах. В процессах трансформации соединения ТМ переходят в более устойчивые формы, которые накапливаются в почвах до концентраций, многократно превышающих фон и значения предельно допустимых концентраций (ПДК) [20]. В Европейском союзе запрет на использование этилированного бензина вышел в 2000 г. Отдельные страны-участницы ЕС ввели запрет на него еще раньше. Несмотря на использование свободного от свинца топлива и катализаторов, поглощающих вредные выбросы, в придорожных экосистемах постоянно обнаруживается высокое остаточное содержание свинца, что представляет серьезную экологическую проблему [11, 18, 27, 33, 37]. Следует отметить, что самоочистка почв от загрязнения ТМ — процесс весьма медленный. Уменьшение концентрации ТМ в почвах в 2 раза зависит от типа почвы и занимает для кадмия — 13–110 лет, цинка — 70–510 лет, ртути — 250 лет, меди — 310–1500 лет, свинца — 770–5900 лет при сохранении их токсических свойств [16].

Токсичность ТМ по отношению к живым организмам обусловлена целым рядом физических и химических особенностей соединений металлов, условий среды и свойств организмов: электронной конфигурацией ТМ, электроотрицательностью, потенциалом ионизации, величиной окислительно-восстановительного потенциала, сродством к отдельным химическим группам твердых фаз, а также способностью проникать через клеточные оболочки растений и образовывать прочные соединения на поверхности и внутри клетки [1, 10, 29]. По токсичности к живым организмам ТМ в общем образуют ряд: $Hg > Cu > Zn > Ni > Pb > Cd > Cr > Sn > Fe > Mn > Al$ [21], хотя в зависимости от вида организма и критериев оценки, порядок элементов в рядах токсичности может изменяться [3]. ТМ обладают кумулятивным действием и способны накапливаться в живых организмах [31, 32, 35].

Свойства почвы играют важнейшую роль в биодоступности тяжелых металлов. Уровень накопления этих соединений в растениях помимо прочего зависит от pH среды, влажности почвы, состава и свойств твердых фаз, свойств самого металла и вида растения [22, 23, 25, 26, 28].

В настоящее время среди ученых и специалистов достигнуто понимание того, что сорбция ТМ почвами и их компонентами является ключевым фактором, регулирующим их поведение и функции в системе почва—раствор—растение, в том числе возможность вхождения ТМ в трофические цепи [38]. Однако механизмы стабилизации ТМ в почвах изучены недостаточно. Почва является поликомпонентным гетерофазным природным телом, в котором реализуются разнообразные механизмы взаимодействия тяжелых металлов с

твердыми компонентами почв и компонентами почвенного раствора. Показана возможность образования внешне- и внутрисферных поверхностных комплексов (неспецифическая и специфическая адсорбция), формирование поверхностных и собственных малорастворимых соединений, соосаждение с солями других металлов, гетерофазное изоморфное замещение центральных атомов в структуре глинистых минералов почв и образование собственных аутигенных минералов [12–14]. Все эти механизмы и условия их реализации крайне слабо изучены в комплексе и, особенно, их взаимосвязь с составом, свойствами почв и поведением ТМ.

Цель работы — исследование влияния состава и свойств почв, загрязненных разными дозами ацетата меди, на морфометрические характеристики растений ярового ячменя и разработка метода оценки ПДК Cu на основе полученных данных.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для выявления роли физических, химических и биологических (питание) факторов на развитие растений в присутствии ионов Cu^{2+} в почвах был поставлен многофакторный эксперимент с использованием двух почв, почвенно-песчаных субстратов на их основе и ацетата меди ($Cu(OAc)_2 \cdot H_2O$). Ацетат меди использовали, чтобы не вносить в почву дополнительных элементов питания в виде нитрат иона. За основу для приготовления субстратов брали верхние гумусовые горизонты (0–20 см) серой лесной почвы (Haplic Luvisol Siltic) с опытной полевой станции Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (Московская область) и чернозема обыкновенного карбонатного (Haplic Calcic Chernozem) из особо охраняемой природной территории Персиановская степь (Ростовская область). Образцы почв высушивали, удаляли неразложившиеся растительные остатки, аккуратно разминали комочки почвы пестиком с резиновым наконечником и просеивали через сито с размером ячеек 1 мм.

Речной песок отмывали раствором 0.1 М HCl несколько раз, затем водопроводной водой до полного удаления растворимых в кислоте солей и высокодисперсных фракций, затем дистиллированной водой до отсутствия реакции на Cl. Высушивали и просеивали через сито с размером ячеек 1 мм. Песок использовали для приготовления почвенно-песчаных субстратов в качестве относительно нейтральной добавки, которая обладает очень низкими физико-химическими характеристиками и не оказывает существенного влияния на развитие растений, но разбавляет почву и тем самым уменьшает количественные характеристики аддитивных показателей состава и свойств почвы при сохранении их качественных характе-

Таблица 1. Основные физические и химические свойства почв и почвенно-песчаных субстратов

Параметр	Чернозем обыкновенный карбонатный				Серая лесная почва				Песок
Доза песка, %	0	25	50	75	0	25	50	75	100
Частицы <0.001 мм, %	28.6	21.45	14.5	7.45	15.95	11.70	8.31	4.30	—
Частицы <0.01 мм, %	48.1	36.18	24.05	12.03	35.07	26.30	17.68	8.11	0.4
pH _{водн}	7.30	7.35	7.39	7.36	5.66	5.71	5.74	5.72	5.31
Гумус, %	3.70	2.78	1.85	0.93	1.21	0.78	0.60	0.26	0.03
ЕКО, смоль(+)/кг	36.0	27.27	18.54	12.81	17.20	12.90	10.75	6.45	1.74
Обменные катионы, смоль(+)/кг	Ca ²⁺	30.0	20.27	15.54	10.81	9.01	6.26	4.15	1.99
	Mg ²⁺	4.10	3.13	2.95	1.84	2.25	1.52	1.02	0.53
CO ₂ карб, %	0.25	0.19	0.13	0.063	0.42	0.32	0.21	0.11	—
Fe _{подв} + Al _{подв} , %	5.09	3.82	2.55	1.27	3.12	2.34	1.56	0.78	—
Буферность почв к ТМ, баллы (по Ильину)	39.5	28.0	22.5	17.5	22.5	21.5	15.0	13.5	5.0

* Подвижные формы Fe + Al определяли по Ильину и Сысо [7].

Таблица 2. Схема вегетационного эксперимента по влиянию катионов Cu на растения ячменя в почвенно-песчаных субстратах на основе чернозема обыкновенного и серой лесной почвы

№	Вариант опыта	№	Вариант опыта
1	Контроль (серая лесная почва, чернозем обыкновенный)	11	Почва + 25% песка + Cu 1000 мг/кг
2	Контроль почва + Cu 250 мг/кг	12	Почва + 25% песка + Cu 2000 мг/кг
3	Контроль почва + Cu 500 мг/кг	13	Почва + 50% песка + Cu 250 мг/кг
4	Контроль почва + Cu 1000 мг/кг	14	Почва + 50% песка + Cu 500 мг/кг
5	Контроль почва + Cu 2000 мг/кг	15	Почва + 50% песка + Cu 1000 мг/кг
6	Контроль почва + 25% песка	16	Почва + 50% песка + Cu 2000 мг/кг
7	Контроль почва + 50% песка	17	Почва + 75% песка + Cu 250 мг/кг
8	Контроль почва + 75% песка	18	Почва + 75% песка + Cu 500 мг/кг
9	Почва + 25% песка + Cu 250 мг/кг	19	Почва + 75% песка + Cu 1000 мг/кг
10	Почва + 25% песка + Cu 500 мг/кг	20	Почва + 75% песка + Cu 2000 мг/кг

ристик. Основные физические и химические свойства исследуемых почв и почвенно-песчаных субстратов на их основе представлены в табл. 1.

Вегетационные эксперименты проводили в соответствии со схемой, представленной в табл. 2 в трехкратной повторности. Влияние состава и свойств субстратов и разных доз ацетата Cu на развитие растений ячменя исследовали методом проростков. В качестве растений использовали ячмень яровой сорта “Ратник” (*Hordeum sativum distichum*). Предварительно оценивали всхожесть и силу прорастания семян по методикам, описанным в ГОСТ 12038-66 и 12040-66.

Для вегетационных экспериментов готовили 4 серии сосудов с субстратом в трех повторностях. Предварительно готовили соответствующие субстраты почвы с песком сразу для трех сосудов и вносили туда необходимые количества растерто-

го порошка Cu(OAc)₂·H₂O. Смесь тщательно перемешивали и помещали в вегетационные сосуды по 1 кг в каждый. Затем в сосуды добавляли дистиллированную воду в количестве 60% полной влагоемкости и оставляли на 14 сут при постоянной температуре (22–25°C) и влажности и периодическом перемешивании в сосудах. При этом учитывали изменения полной влагоемкости при добавлении песка (вес. %): почва (100%) – 33.4, почва + 25% песка – 28.0, почва + 50% песка – 24.1, почва + 75% песка – 17.8, песок (100%) – 15.0. В каждый сосуд высаживали по 10 зерен ярового ячменя, сосуды взвешивали на технических весах. Влажность в сосудах поддерживали периодическим поливом дистиллированной водой. Необходимое количество влаги определяли взвешиванием. Выращивание ячменя продолжали в течение месяца при неизменных условиях. Через месяц рас-

тения ячменя убирали, измеряли длину и массу целого растения, надземной части и корней, а также сухую биомассу растений.

В качестве общего контроля использовали чернозем обыкновенный и серую лесную почву без каких-либо добавок. В качестве частного контроля использовали почвенно-песчаные субстраты без внесения Си, а также чернозем и серую лесную почву без внесения песка, но с внесением Си в дозах 250, 500, 1000 и 2000 мг/кг почвы.

Приготовленные таким образом почвенно-песчаные субстраты имели разные количественные показатели основных физических и химических свойств, но при этом сохранялся качественный состав и основные свойства носителей этих свойств. В исходных почвах и приготовленных на их основе почвенно-песчаных субстратах рассчитывали буферность по отношению к тяжелым металлам ($Q_{\text{буф}}$) по [6]. Как известно, она равна сумме показателей: $\text{pH}_{\text{водн}} + \text{содержание гумуса, \%} + \text{CO}_2 \text{ карб, \%} + (\text{Fe} + \text{Al})_{\text{подв, \%}} + \text{содержание частиц} < 0.01 \text{ мм, \%}$. Каждому показателю, используемому в расчетах, соответствует определенное количество баллов в зависимости от его величины и вклада в буферные свойства почв и, таким образом, сама буферность также выражается в баллах. Цена балла для каждого показателя определена эмпирически [4–6]. Таким образом, показатель буферности включает все основные характеристики почв, определяющие поведение и функции ТМ в системе почва–растение. Величины буферностей почв и субстратов представлены в табл. 1.

Градации буферности почв по отношению к тяжелым металлам, согласно работе Ильина и Сысо [7], позволяют оценить буферность почв и почвенно-песчаных субстратов на их основе в пределах повышенной–низкая (верхние границы) для чернозема обыкновенного и низкая в пределах средняя–низкая для серой лесной почвы.

Методы анализа. Для определения основных физических и химических свойств почв и субстратов использовали стандартные методы, обычно применяемые для общей характеристики почв: $S_{\text{орг}}$ – титриметрический вариант метода Тюрина с окислением в термостате при 140°C; значения $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ – потенциометрический метод с использованием рН-метра Sartorius Basic Meter PB-11, 2012 при соотношении почва : вода 1 : 2.5; обменные Ca^{2+} , Mg^{2+} – в образцах вытеснением 1 М раствором $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ при рН 6 (анализ Ca^{2+} и Mg^{2+} в растворах проводили на атомно-абсорбционном спектрометре Perkin Elmer Analyst 400, США); гранулометрический состав определяли методом пипетки с пептизацией пирофосфатом натрия; CO_2 карбонатов – ацидометрическим методом; емкость катионного обмена – ме-

тодом Бобко–Аскинази–Алешина в модификации ЦИНАО.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние меди и песка на всхожесть и энергию прорастания. Основные результаты вегетационного эксперимента представлены в табл. 3. Используемый в опыте яровой ячмень сорта “Ратник” отличался высокой дружностью прорастания и почти стопроцентной всхожестью в серой лесной почве и черноземе. Увеличение содержания песка в субстратах практически не влияло на эти показатели, а увеличение дозы вносимой меди заметно снижало их. Причем с увеличением содержания песка в субстратах влияние меди усиливалось (рис. 1).

Внесение в почву ацетата меди оказывает сильное влияние на растения уже на ранних стадиях развития. В целом зависимости всхожести и энергии прорастания семян близки по форме. Однако влияние Си на данные показатели в субстратах с высоким содержанием песка более сильное, чем в исходных почвах. При дозах Си в почвах <250 мг/кг влияние металла на всхожесть слабое или отсутствует (рис. 1а). Затем происходит быстрое уменьшение всхожести и энергии прорастания (примерно до дозы 500 мг/кг), после чего продолжается более медленное снижение этих показателей. В опытах с субстратами серой лесной почвы семена не прорастали при дозах >1000 мг/кг. Из полученных данных можно сделать два вывода. Во-первых, добавление песка в почву сопровождалось уменьшением буферности почвенно-песчаных субстратов по отношению к Си и, следовательно, усилением негативного влияния Си на всхожесть и энергию прорастания семян [4]. Во-вторых, при относительно высоких дозах Си в субстратах и низкой буферности последних, очевидно, нарушаются защитные механизмы в самом зерне. Медь проникает через внешние оболочки непосредственно к зародышу и влияет на его развитие [9].

Влияние песка в почвенно-песчаных субстратах на развитие растений ячменя. На рис. 2 представлены данные по влиянию содержания песка в почвенно-песчаных субстратах на морфометрические характеристики растений. Сам по себе песок не обладает токсическим эффектом. Его негативное действие проявляется косвенным образом и связано с уменьшением буферности почв по отношению к ТМ и содержания элементов питания в субстратах по мере увеличения в них доли песка. Так, при внесении песка в количестве 75% в чернозем обыкновенный длина корней уменьшилась на 21.0%, надземной части – на 24.0%, вес сухой биомассы – на 9.1% относительно исходной почвы; в серой лесной почве – на 26.0, 26.9 и 16.2% соответственно. Таким образом, длина корней и

Таблица 3. Результаты вегетационного эксперимента с почвенно-песчаными субстратами чернозема обыкновенного и серой лесной почвы при разных значениях буферности по отношению к ТМ и концентрации меди (значение величины $\pm$ стандартное отклонение)

C _{Cu} , мг/кг	Чернозем обыкновенный				C _{Cu} , мг/кг	Серая лесная почва			
	субстраты: буферность, балл					субстраты: буферность, балл			
	39.5	28.0	22.5	17.5		22.5	21.5	15.0	13.5
Длина корней, см									
47.2	40.4 ± 1.4	46.7 ± 1.6	35.2 ± 2.0	31.9 ± 1.9	17.0	39.4 ± 1.7	45.6 ± 1.8	33.2 ± 2.0	29.3 ± 3,6
297.2	35.1 ± 1.7	29.6 ± 2.2	25.9 ± 1.5	25.0 ± 2.1	267.0	25.8 ± 2.0	16.7 ± 2.2	13.5 ± 4.7	10.2 ± 2.1
547.2	28.2 ± 1.9	22.5 ± 2.3	18.3 ± 2.6	10.1 ± 2.0	517.0	17.3 ± 2.0	9.9 ± 1.8	5.5 ± 1.9	4.1 ± 2.3
1047.2	20.8 ± 1.7	16.8 ± 1.9	13.1 ± 2.1	9.5 ± 2.7	1017.0	10.5 ± 2.9	5.9 ± 1.7	3.1 ± 1.3	2.2 ± 1.0
2047.2	12.1 ± 1.8	4.2 ± 2.5	2.5 ± 2.6	1.7 ± 2.0	2017.0	8.6 ± 2.0	1.1 ± 0.5	0.8 ± 0.4	—
Длина надземной части, см									
47.2	49.2 ± 1.6	52.1 ± 1.9	43.9 ± 1.8	37.4 ± 2.0	17.0	48.4 ± 1.8	51.4 ± 2.0	41.8 ± 1.7	35.4 ± 1.9
297.2	44.5 ± 2.0	42.1 ± 2.3	37.4 ± 2.0	32.2 ± 2.6	267.0	41.8 ± 2.4	36.2 ± 2.7	30.3 ± 2.3	18.3 ± 2.6
547.2	43.8 ± 3.6	40.6 ± 2.8	31.9 ± 2.5	25.6 ± 2.9	517.0	41.5 ± 2.8	28.1 ± 2.9	26.0 ± 2.3	13.6 ± 2.1
1047.2	36.8 ± 2.5	29.7 ± 2.0	19.3 ± 3.3	18.6 ± 4.1	1017.0	33.2 ± 2.7	25.6 ± 5.8	14.7 ± 3.1	5.4 ± 2.7
2047.2	25.2 ± 2.7	16.6 ± 2.0	11.5 ± 2.6	8.2 ± 2.7	2017.0	10.5 ± 2.4	10.7 ± 4.1	5.6 ± 2.6	—
Сухая биомасса растений, дециграмм/сосуд									
47.2	21.8 ± 1.0	22.2 ± 2.0	20.7 ± 4.3	20.0 ± 3.0	17.0	21.6 ± 1.4	22.0 ± 1.9	19.8 ± 1.2	18.1 ± 1.7
297.2	18.0 ± 2.9	17.5 ± 3.0	13.3 ± 4.0	11.9 ± 2.9	267.0	15.6 ± 1.3	13.5 ± 1.5	9.7 ± 1.3	8.2 ± 1.5
547.2	14.2 ± 5.0	12.5 ± 1.8	9.7 ± 1.7	8.4 ± 2.1	517.0	13.1 ± 1.4	10.5 ± 1.4	7.7 ± 1,3	4.8 ± 1.8
1047.2	13.1 ± 4.2	10.7 ± 2.7	8.1 ± 3.0	7.9 ± 3.0	1017.0	10.6 ± 1,6	8.2 ± 1.3	4.9 ± 1.2	4.1 ± 1.5
2047.2	10.0 ± 1.8	8.0 ± 2.2	5.5 ± 1.6	5.1 ± 1.5	2017.0	3.4 ± 1.1	1.9 ± 1.0	1.1 ± 0.7	—
Всхожесть, %									
47.2	100	100	99	100	17.0	100	100	99	99
297.2	98	98	96	93	267.0	93	94	88	83
547.2	79	79	74	67	517.0	72	72	60	54
1047.2	56	53	53	42	1017.0	49	45	35	26
2047.2	32	25	25	15	2017.0	20	15	9	2
Энергия прорастания, %									
47.2	100	99	98	99	17.0	99	99	99	97
297.2	94	94	92	89	267.0	91	89	82	77
547.2	75	67	71	60	517.0	69	66	52	43
1047.2	53	45	42	37	1017.0	45	38	28	13
2047.2	22	20	16	8	2017.0	13	8	3	0

надземной части являются более чувствительными маркерами, реагирующими на изменение условий роста растений по сравнению с сухой биомассой. При этом найдена достаточно сильная связь между этими двумя морфометрическими показателями — траектории рассчитанных зависимостей для двух разных почв лежат в непосредственной близости друг от друга (рис. 3).

Интересно, что при дозе песка <25% длины корней и надземной части растений несколько увеличиваются. Очевидно, это связано с некоторым улучшением физических характеристик поч-

вы: облегчением гранулометрического состава и связанное с этим улучшением водопроницаемости и воздушного режима при относительно удовлетворительном количестве элементов питания. Увеличение проницаемости почвы увеличивает доступность подвижных форм элементов питания и усвоение их растениями [30]. Одновременно увеличивается доступность Cu. При дальнейшем увеличении содержания песка в субстратах морфометрические показатели растений ухудшаются вследствие недостатка элементов питания и негативного влияния Cu.

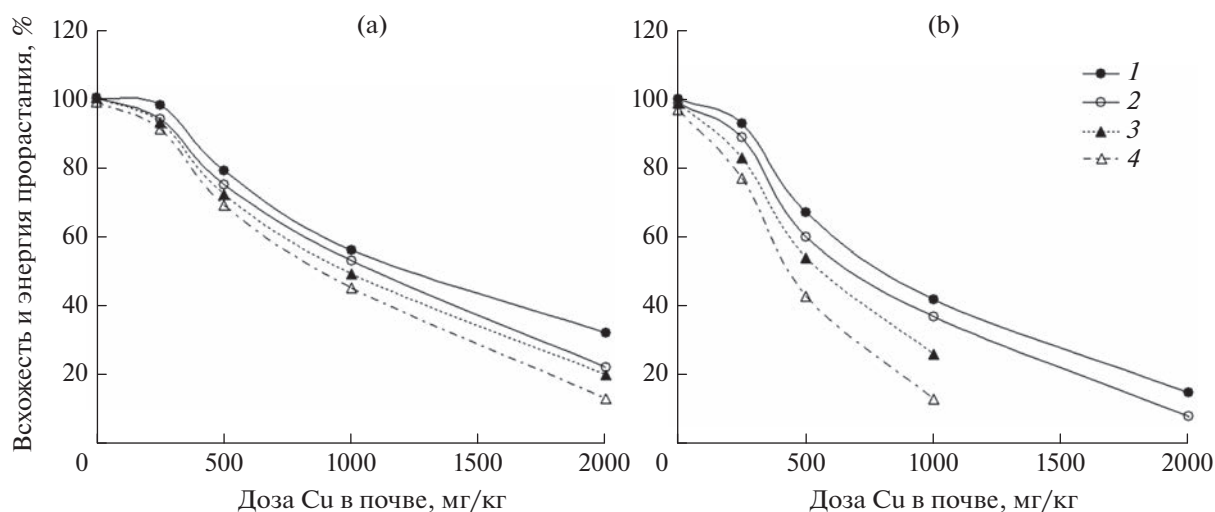


Рис. 1. Влияние дозы Cu на всхожесть (1, 3) и энергию прорастания (2, 4) семян ячменя ярового в черноземе (1, 2), серой лесной почве (3, 4) (а) и в почвенно-песчаных субстратах на их основе при содержании песка 75% (б).

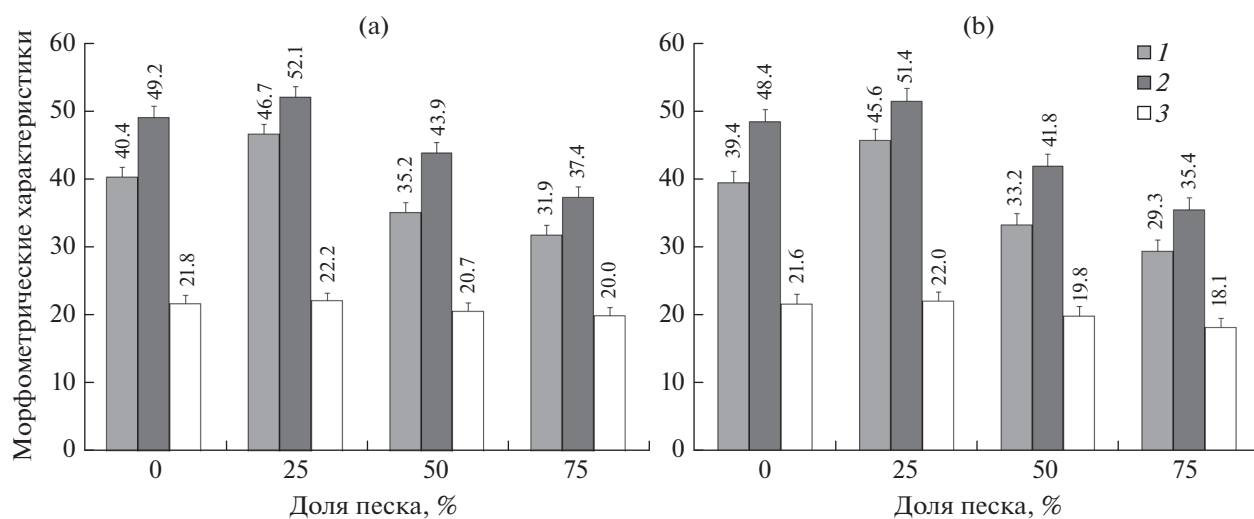


Рис. 2. Зависимость длины (см) корней (1), надземной части (2) и сухой биомассы (дг/сосуд) (3) проростков ячменя от доли песка (%) в субстратах чернозема обыкновенного (а) и серой лесной почвы (б).

Влияние концентрации меди на развитие ячменя при разных значениях буферности. Увеличение доли песка в почвенно-песчаных субстратах ведет к уменьшению буферности почв по отношению к ТМ, а это неизбежно приводит к усилению негативного действия ТМ на растения. Так, увеличение концентрации экзогенной меди в субстратах оказывает возрастающий негативный эффект на развитие растений (рис. 4). Во всех случаях с увеличением концентрации Cu происходит значительное снижение морфометрических показателей. Общий характер изменений длины корней и сухой биомассы растений одинаков как в субстратах серой лесной почвы, так и в субстратах чернозема. Однако в субстратах серой лесной почвы негативный эффект выражен сильнее, чем

в субстратах чернозема обыкновенного, что связано с более высокой буферностью чернозема и его субстратов. Так, в субстратах серой лесной почвы в интервале концентрации Cu до 500 мг/кг уменьшение длины корней происходит очень быстро, а при концентрации >1000 мг/кг практически не изменяется. В субстратах чернозема параболический характер уменьшения длины корней в целом выражен намного слабее и продолжается при концентрации Cu > 1000 мг/кг.

Зависимости длины надземной части растений от концентрации Cu имеют более сложный характер. Для растений на серой лесной почве и черноземе, а также субстрате чернозема с 25% песка наблюдается плечо в интервале концентраций Cu 250–500 мг/кг, свидетельствующее о

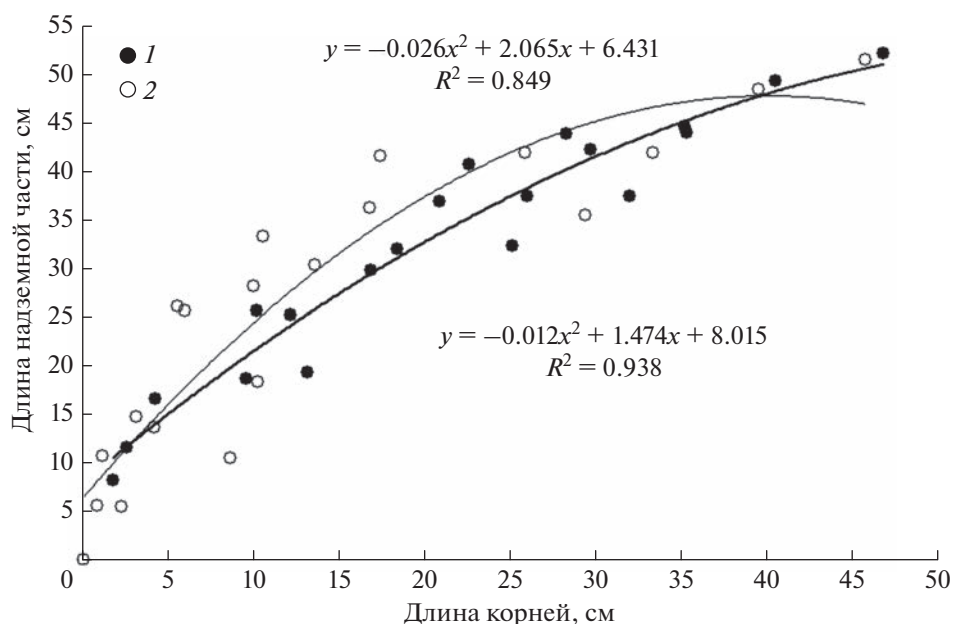


Рис. 3. Взаимосвязь длины надземной части и корней проростков ячменя ярового по результатам вегетационного эксперимента: 1 — чернозем обыкновенный и субстраты на его основе, 2 — серая лесная почва и субстраты на его основе.

кратковременной стабилизации развития растений и последующем снижении длины надземной части вплоть до самых высоких доз Cu . При содержании песка 75% в субстрате серой лесной почвы и дозах >1000 мг/кг наблюдалась гибель растений ячменя.

Как и в случае с длиной корней, уменьшение сухой биомассы в интервале концентраций Cu до 500 мг/кг происходит значительно быстрее, чем при более высоких концентрациях. Причем переход от быстрой стадии к более медленной выражен достаточно резко. Особенно четко это проявляется в субстратах с низкой буферностью при содержании Cu около 500 мг/кг. По-видимому, это связано с изменением механизмов воздействия Cu с растениями. При концентрации $Cu < 500$ мг/кг почвы, ингибируются наиболее активные и доступные механизмы, определяющие развитие растений. При этом тяжелые металлы активно поглощаются растениями посредством метаболических механизмов. При больших концентрациях ТМ их поступление осуществляется пассивно посредством диффузии в свободное пространство корня [9]. Во всех случаях влияние Cu на развитие растений в черноземе слабее, чем в серой лесной почве.

Буферные свойства почв и нормирование ТМ в почвах. На морфометрические характеристики растений влияют свойства самого растения, концентрация ТМ, а также буферные свойства почв и субстратов. Для выявления количественных закономерностей влияния каждого из этих факторов был проведен регрессионный анализ исследуе-

мой системы. В частности, построены уравнения множественной регрессии, включающие морфометрические характеристики растений (MX), концентрацию Cu в субстратах (C_{Cu}), буферность субстратов (Q_{buf}) по Ильину [6]. При выполнении регрессионного анализа характеристики почв, субстратов и морфометрические показатели растений были объединены в общую базу данных. Из трех морфометрических показателей для анализа была выбрана длина надземной части растений ячменя как наиболее чувствительная к условиям развития и функционально тесно связанная с длиной корня характеристика.

В общем виде уравнения множественной регрессии с тремя переменными имеют вид:

$$MX = -aC_{Cu} + bQ_{buf} - c \ln(C_{Cu}) + d, \quad (1)$$

где MX — морфометрическая характеристика растений; C_{Cu} — концентрация Cu в почвах и субстратах, мг/кг; Q_{buf} — буферность, балл; a, b, c, d — положительные значения коэффициентов при параметрах уравнения (1), представленные в табл. 4.

Напомним, что буферность почв является комплексным показателем, который учитывает влияние важнейших компонентов и свойств почв на поведение и функции ТМ в почвах. Таким образом, уравнение (1) по существу значительно шире, чем в случае, когда переменные соотносятся с одним какому-либо свойству или функции. Во всех используемых регрессионных моделях переменные значимы и линейно независимы по критерию, представленному в работе [19].

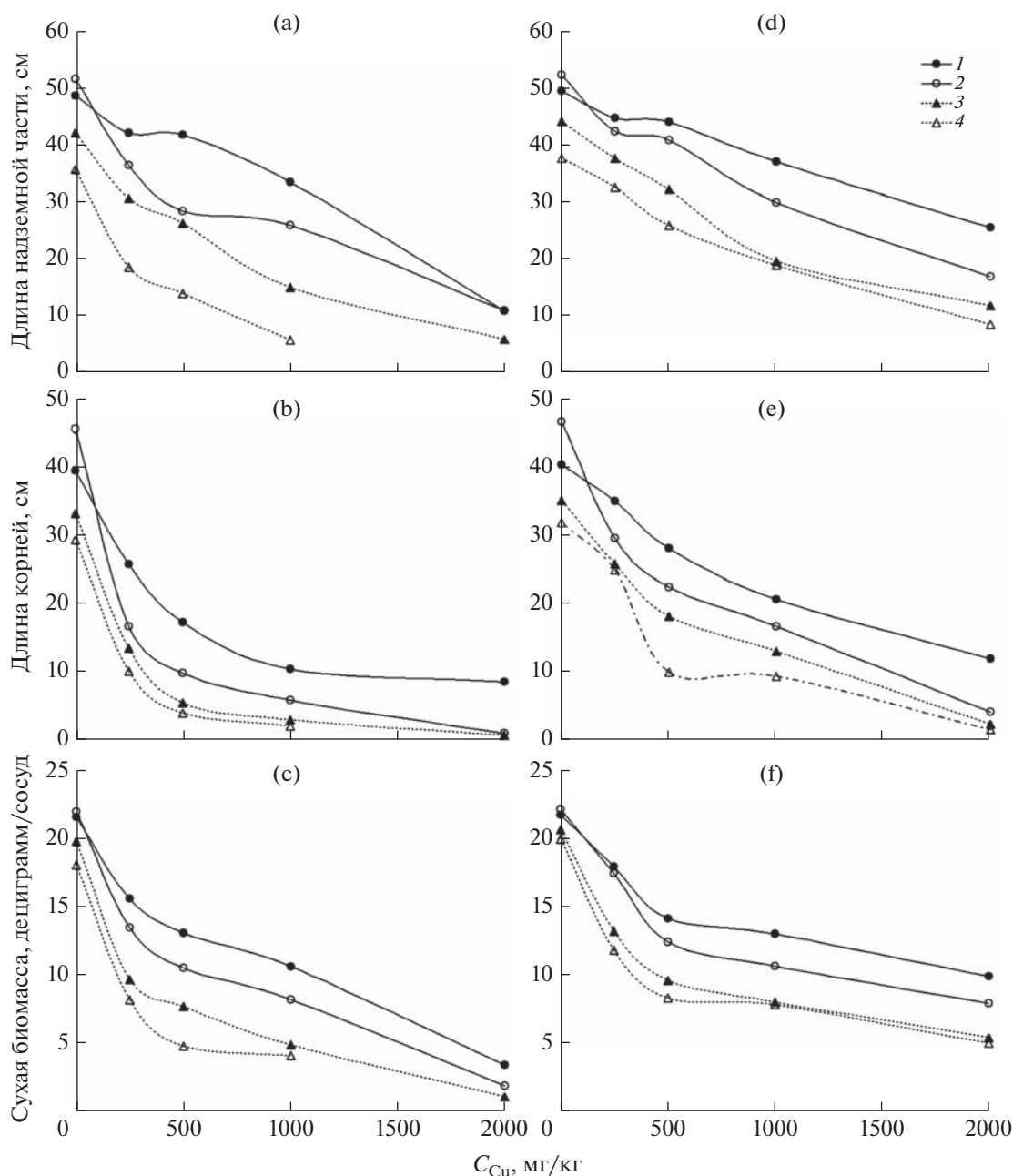


Рис. 4. Зависимость длины надземной части (а, d), корней (b, e) и сухой биомассы (г/сосуд) ячменя ярового (с, f) от концентрации Cu в субстратах серой лесной почвы (а, b, с) и чернозема обыкновенного (d, e, f) при разных значениях буферности (балл) – для а, b, с: 1 – 22.5, 2 – 21.5, 3 – 15.0, 4 – 13.5; для d, e, f: 1 – 39.5, 2 – 28.0, 3 – 22.5, 4 – 17.5.

Таблица 4. Статистики связи морфометрических характеристик ячменя с концентрацией меди и буферностью почвы в соответствии с уравнением (1)

Параметр	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	R^2	<i>P</i>
W , вес сухой биомассы, г/сосуд	0.0001479	0.03349	0.310	2.357	0.939	$<10^{-6}$
L_R , длина корней, см	0.002132	0.7601	6.985	44.02	0.917	$<10^{-6}$
L_{abg} , длина надземной части, см	0.01025	0.9036	3.235	36.10	0.898	$<10^{-6}$

Примечание. R^2 – коэффициент детерминации, P – уровень значимости.

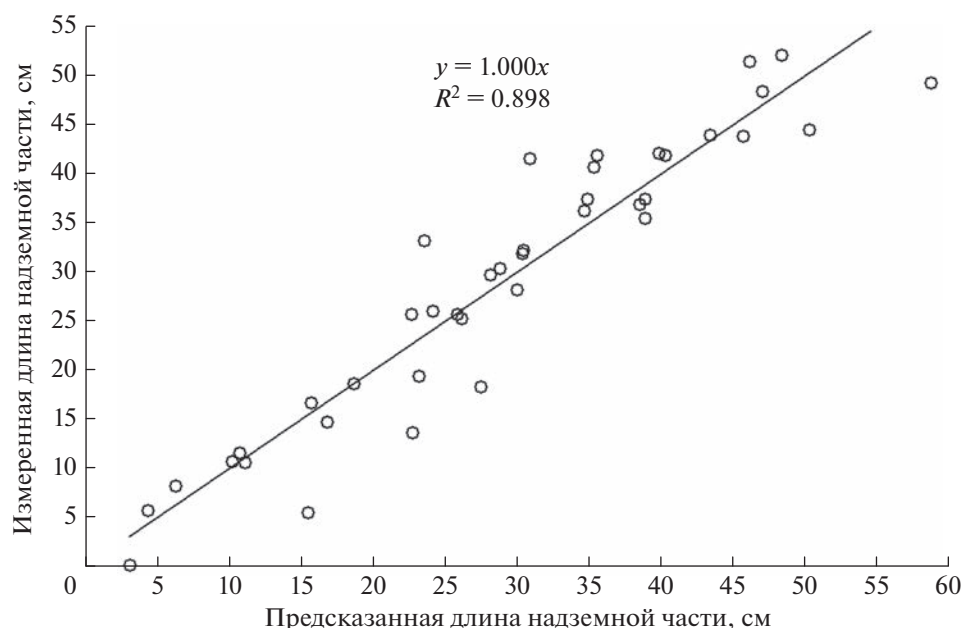


Рис. 5. Связь между измеренными и предсказанными значениями длины надземной части L_{abg} при использовании объединенных данных чернозема, серой лесной почвы и субстратов на их основе.

Для оценки ошибок в буферности почв Q_{buf} использовали уравнение множественной регрессии вида:

$$Q_{buf} = a' MX + b' C_{Cu} + c' \ln(C_{Cu}) + d', \quad (2)$$

где a' , b' , c' , d' – коэффициенты регрессионного уравнения (2), и рассчитали значения буферности при разных концентрациях Cu и значениях MX . Ошибку Q_{buf} оценивали как стандартное отклонение разности между измеренными и предсказанными этой моделью значениями Q_{buf} .

Чтобы получить представление о точности используемых моделей, провели сравнение измеренных и предсказанных значений L_{abg} , рис. 5. Из графика видно, что измеренные и рассчитанные по уравнению (1) длины надземной части плотно ложатся вблизи прямой линии с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.898$ при уровне значимости $P < 10^{-6}$. Ошибки буферности (Q_{buf}) для разных морфометрических показателей составляют 3.98 балла по W , 4.24 балла по L_{abg} и 4.29 балла по L_R . Ошибки MX составляют 3.90 см по L_R , 4.55 см по L_{abg} и 0.15 г/сосуд по W .

Для оценки ПДК Cu в почвах рассмотрим взаимосвязь длины надземной части растений с буферностью почв и концентрацией меди в них. Из экспериментальных данных известно, что максимальные значения MX соответствуют 52.1 см для длины надземной части (L_{abg}). Примем, что критические значения MX_0 соответствуют 15%-ному снижению морфометрических показателей относительно незагрязненной почвы

и эта величина соответствует достижению ПДК Cu в почвах. В условиях настоящего эксперимента величина MX_0 будет соответствовать длине надземной части 44.3 см. Фиксируя критическое значение MX_0 , находим из уравнения (1):

$$Q_{buf} = [aC_{Cu} + c\ln(C_{Cu}) - (d - MX_0)]/b. \quad (3)$$

Подставим в уравнение (3) значения постоянных a , b , c , d из табл. 4 и рассчитаем величину Q_{buf} при нескольких концентрациях Cu для субстратов чернозема, серой лесной почвы и почвенно-песчаных субстратов в диапазоне 17–2047 мг/кг (рис. 6).

Уравнение (3) позволяет на плоскости в координатах концентрация меди–буферность построить зависимость, каждая точка которой соответствует значениям MX_0 и, следовательно, значениям ПДК Cu , которые делят поле на две зоны: снижение длины надземной части растений ячменя на $\leq 15\%$ и на $\geq 15\%$. Выделенная серым областью диаграммы показывает зону неопределенности шириной в две стандартных ошибки (± 4.24 балла). Граница между этими зонами в каждой точке соответствует величине ПДК для почв, загрязненных Cu , на которых выращивается ячмень. Она выражается как функция буферности почв, концентрации Cu и вида растения. Очевидно, что для других растений при постоянных прочих условиях граница будет другой. А сама величина ПДК не является постоянной величиной по отношению к ТМ и изменяется в зависимости от буферности почв и концентрации ТМ и вида расте-

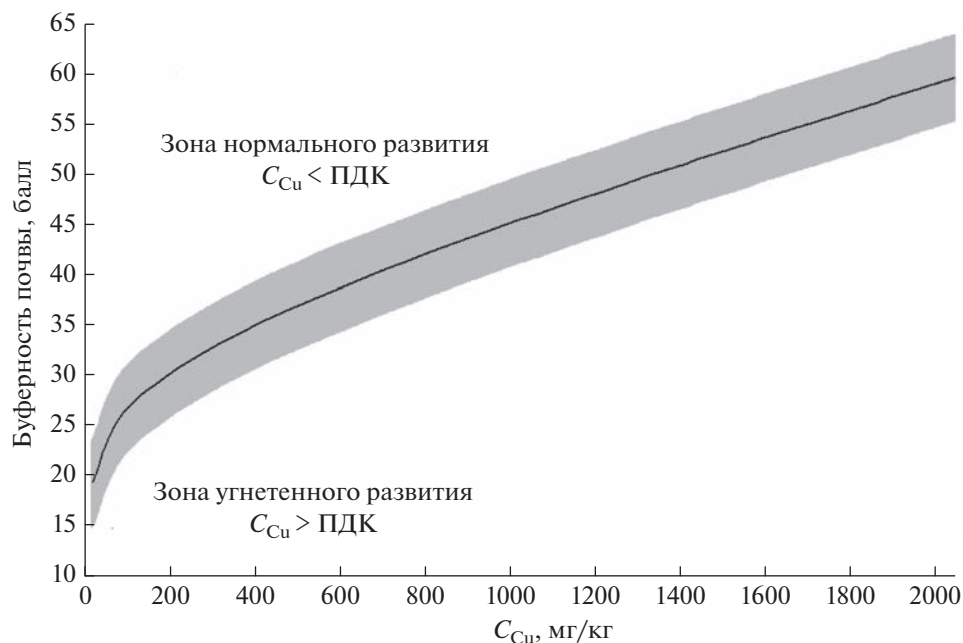


Рис. 6. Рассчитанная по формуле (2) кривая, отвечающая критическому значению MX_0 (длине надземной части $L_{abg} = 44.3$ см).

ния. В области, расположенной выше этой кривой, ячмень яровой развивается в пределах допустимых ПДК, ниже — он угнетен больше допустимых значений из-за слишком низкой буферности почвы и/или чрезмерно высокой концентрации меди.

В качестве примера с учетом неопределенности рассмотрим возможное значение ПДК Cu при буферности почвы 30 баллов (черноземы и среднесуглинистые серые лесные почвы). Из рис. 6 следует, что ПДК Cu составляет 190 ± 130 мг/кг. Полученные данные несколько выше установленных для почв России ОДК [15]. Вместе с тем эти границы с учетом неопределенности входят в принятые в Германии безопасные концентрации Cu в почвах сельхозугодий, занятых овощными культурами, 50–200 мг/кг [7]. Рассчитанные значения ПДК_{Cu} также удовлетворительно соответствуют результатам, полученным для кормовых бобов в вегетационных опытах на дерново-подзолистой супесчаной почве и черноземе обыкновенном [2].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Всхожесть семян ячменя ярового и энергия их прорастания в значительной степени зависят от содержания песка в почвенно-песчаных субстратах или связанного с ним значения буферности по отношению к ТМ, оцененной по Ильину, при одних и тех же концентрациях меди, но в еще большей степени от концентрации меди в субстратах.

При низком содержании песка (<25%) наблюдается эффект усиления роста корней и надземной части растений вследствие улучшения водно-воздушного режима почв при достаточном содержании питательных веществ.

Величины морфометрических показателей уменьшаются с увеличением дозы Cu в субстратах и уменьшением буферности почв к ТМ. При этом зависимости длины корней и сухой биомассы растений при дозах $Cu \geq 500$ мг/кг уменьшается. Длина надземной части изменяется более сложным образом. Наблюдаемые изменения объяснили сменой механизма действия меди на растения с метаболического на диффузионный.

Полученные уравнения множественной регрессии позволяют с высокой точностью описывать взаимосвязь между буферностью почв к ТМ, морфометрическими характеристиками растений и концентрацией меди в почвах. На их основе построена зависимость на плоскости в координатах буферность почв к ТМ—концентрация Cu, позволяющая отделить зону допустимого развития растений ячменя (ниже принятого ПДК Cu в исследуемых системах) от зоны превышения принятого значения ПДК Cu (уменьшение на 15% и более величин морфометрических показателей растений относительно контроля).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-29-05265-мк.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что конфликт интересов отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башмаков Д.И., Лукаткин А.С. Эколого-физиологические аспекты аккумуляции и распределения тяжелых металлов у высших растений. Саранск: Мордовский гос. ун-т, 2009. 236 с.
2. Гончарова Л.И., Чиж Т.В., Мурыгин Ю.В., Губарева О.С. Влияние загрязнения почв медью на ростовые и биохимические показатели растений кормовых бобов // *Агрохимия*. 2010. № 12. С. 58–62.
3. Иванов В.Б., Быстрова Е.И., Серегин И.В. Сравнение влияния тяжелых металлов на рост корня в связи с проблемой специфичности и избирательности их действия // *Физиология растений*. 2003. Т. 50. № 3. С. 445–454.
4. Ильин В.Б. Тяжелые металлы и неметаллы в системе почва-растение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 218 с.
5. Ильин В.Б. Тяжелые металлы в системе почва-растение // *Почвоведение*. 2007. № 9. С. 1112–1119.
6. Ильин В.Б. Оценка буферности почв по отношению к тяжелым металлам // *Агрохимия*. 1995. № 10. С. 109–113.
7. Ильин В.Б., Сысо А.И. Микроэлементы и тяжелые металлы в почвах и растениях Новосибирской области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 229 с.
8. Импактное загрязнение почв тяжелыми металлами и фторидами / Под ред. Н.Г. Зырина и др. М., 1986. 164 с.
9. Кайгородов Р.В. Устойчивость растений к химическому загрязнению. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2010. 151 с.
10. Кожанова О.Н., Дмитриева А.Г. Физиологическая роль металлов в жизнедеятельности растительных организмов // *Физиология растительных организмов и роль металлов*. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 7–55.
11. Пампура Т.В., Мейли М., Холм К., Кандодан Ф., Пробст А. Погребенные палеопочвы как фоновые объекты для оценки уровня загрязнения свинцом современных почв нижнего Поволжья // *Почвоведение*. 2019. № 1. С. 43–60. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19010118>
12. Пинский Д.Л. Современные представления о механизмах поглощения тяжелых металлов почвами. Эволюция, функционирование и экологическая роль почв как компонента биосферы. Пушкино, 2020. С. 55–64.
13. Пинский Д.Л., Минкина Т.М., Бауэр Т.В., Невидомская Д.Г., Манджиева С.С., Бурачевская М.В. Сорбция меди черноземными почвами и почвообразующими породами юга России // *Геохимия*. 2018. № 3. С. 280–289. <https://doi.org/10.7868/S0016752518030081>
14. Пинский Д.Л., Минкина Т.М., Бауэр Т.В., Невидомская Д.Г., Шуваева В.А., Манджиева С.С., Цицашвили В.С., Бурачевская М.В., Чаплыгин В.А., Барахов А.В., Велигжанин А.А., Светогоров Р.Д., Храмов Е.В., Иовчева А.Д. Идентификация соединений тяжелых металлов в техногенно-преобразованных почвах методами последовательного фракционирования, XAFS-спектроскопии и XRD порошковой дифракции // *Почвоведение*. 2022. № 5. С. 600–614. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22050070>
15. Почва, очистка населенных мест, бытовые и промышленные отходы, санитарная охрана почвы. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.020-94 “Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) тяжелых металлов и мышьяка в почвах” (Дополнение №1 к перечню ПДК и ОДК № 6229-91) (утв. Госкомсанэпиднадзора РФ от 27 декабря 1994 г. № 13).
16. Путилина В.С., Галицкая И.В., Юганова Т.И. Адсорбция тяжелых металлов почвами и горными породами. Характеристики сорбента, условия параметры и механизмы адсорбции. Аналитический обзор. Новосибирск, 2009. 156 с.
17. Титов А.Ф., Казнина Н.М., Таланова В.В. Тяжелые металлы и растения. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2014. 194 с.
18. Чернова Р.К., Погорелова Е.С., Паращенко И.И., Агеева Н.В. Определение содержания свинца в почвах г. Саратова методом флуоресцентного анализа // *Известия Саратовского ун-та. Новая серия. Сер. Химия. Биология. Экология*. 2013. Т. 13. Вып. 3. С. 109–113.
19. 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. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13090104>
20. Bauer T., Pinski D., Minkina T., Nevidomskaya D., Mandzhieva S., Burachevskaya M., Chaplygin V., Popileshko Y. Time effect on the stabilization of technogenic copper compounds in solid phases of Haplic Chernozem // *Sci. Total Environ*. 2018. V. 626. P. 1100–1107. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.134>
21. Filipiak-Szok A., Kurzawa M., Sztyk E. Determination of toxic metals by ICP-MS in Asiatic and European medicinal plants and dietary supplements // *J. Trace Elements Medicine Biology*. 2015. V. 30. P. 54–58. <https://doi.org/10.1016/j.jtemb.2014.10.008>
22. Gu Y.-G., Lin Q., Gao Y.-P. Metals in exposed-lawn soils from 18 urban parks and its human health implications in southern China's largest city, Guangzhou // *J. Cleaner Production*. 2016. V. 115. P. 122–129. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2015.12.031>
23. Hu B., Jia X., Hu J., Xu D., Xia F., Li Y. Assessment of heavy metal pollution and health risks in the soil-plant-human system in the Yangtze River Delta, China // *Int. J. Environ. Res. Public Health*. 2017. V. 14. P. 1042. <https://doi.org/10.3390/ijerph14091042>
24. Intawongse M., Dean J.R. Uptake of heavy metals by vegetable plants grown on contaminated soil and their bioavailability in the human gastrointestinal tract // *Food Additives and Contaminants*. 2006. V. 23. P. 36–48. <https://doi.org/10.1080/02652030500387554>
25. Järup L. Hazards of heavy metal contamination // *British Medical Bull*. 2003. V. 68. P. 167–182. <https://doi.org/10.1093/bmb/1dg032>
26. Kabata-Pendias A., Makherjee A.B. Trace Element from Soil to Human. Springer, 2007. 550 p.
27. Kolesnikov S.I., Zubkov D.A., Zharkova M.G., Kazeev K.S., Akimenko Y.V. Influence of oil and lead contamination

- of ordinary chernozem on growth and development of spring barley // *Russ. Agricultural Sci.* 2019. V. 45. P. 57–60.
28. Leitzmann C. Nutrition ecology: the contribution of vegetarian diets // *Am. J. Clinical Nutrition.* 2003. V. 78. P. 657–659.
<https://doi.org/10.1093/ajcn/78.3.657S>
 29. Mandzhieva S., Chernikova N., Dudnikova T., Pinskii D., Bauer T., Zamulina I., Barahov A., Burachevskaya M., Minkina T. Influence of copper pollution of Haplic Calcic Chernozem with various contents of sand Fractions on morphobiometric Indicators of spring barley // *KnE Life Sciences. 8th Scientific and Practical Conference "Biotechnology: Science and Practice".* 2022. V. 2022. P. 84–90.
<https://doi.org/10.18502/kl.v7i1.10110>
 30. McBride M.B., Shayler H.A., Spliethoff H.M., Mitchell R.G., Marquez-Bravo L.G., Ferenz G.S., Russell-Anelli J.M., Casey L., Bachman S. Concentrations of lead, cadmium and barium in urban garden-grown vegetables: the impact of soil variables // *Environ. Poll.* 2014. V. 194. P. 254–261.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2014.07.036>
 31. Nazar R., Iqbal N., Masood A., Iqbal M., Khan R., Khan N. Cadmium toxicity in plants and role of mineral nutrients in its alleviation // *Am. J. Plant Sci.* 2012. V. 3. P. 1476–1489.
 32. Sarwar N.S., Malhi S.S., Zia M.H., Naeem A., Bibia S., Farida Gh. Role of mineral nutrition in minimizing cadmium accumulation by plants // *J. Sci. Food Agric.* 2010. V. 90. P. 925–937.
 33. Semenova I.N., Sinigizova G.S., Zulkaranaev A.B., Il'bulova G.S. Effect of copper and lead on the growth and development of plant by example of *Anethum graveolens* L. // *Modern Problems of Science and Education.* 2015. № 3. P. 588–594.
 34. Sharma R.K., Agrawal M. Biological effects of heavy metals: An overview // *J. Environ. Biol.* 2005. V. 26. P. 301–313.
 35. Verbruggen N., Hermans C., Schat H. Mechanisms to cope with arsenic or cadmium excess in plants // *Curr. Opin. Plant Biol.* 2009. V. 12. P. 364–372.
 36. Villiers F., Ducruix C., Hugouvieux V., Jarno N., Ezan E., Garin J., Junot Ch., Bourguignon J. Investigating the plant response to cadmium exposure by proteomic and metabolomic approaches // *Proteomics.* 2011. V. 11. P. 1650–1663.
 37. Wegelin Th. PAK und Schwermetalle in Böden entlang stark befahrener Strassen. Amt für Gewässerschutz und Wasserbau. AGW Fachstelle Bodenschutz – FaBo. Zürich. Umwelt Praxis. 1997. № 11. S. 27–29.
 38. Zwolak A., Sarzyńska M., Szyrka E., Stawarczyk K. Sources of soil pollution by heavy metals and their accumulation in vegetables: a review // *Water, Air Soil Poll.* 2019. V. 230. P. 164.
<https://doi.org/10.1007/s11270-019-4221-y>

Effects of the Composition and Properties of Soils and Soil-Sand Substrates Contaminated with Copper on Morphometric Parameters of Barley Plants

D. L. Pinsky^{1, *}, P. A. Shary¹, S. S. Mandzhieva², T. M. Minkina², L. V. Perelomov³,
A. N. Maltseva¹, and T. S. Dudnikova²

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

²*Southern Federal University, Rostov-on-Don, 344006 Russia*

³*Tula State Pedagogical University L.N. Tolstoy, Tula, 300026 Russia*

*e-mail: pinsky43@mail.ru

In a multifactorial vegetation experiment, the effect of the composition and properties of soils and soil-sandy substrates contaminated with various doses of copper acetate on the morphometric parameters of spring barley seedlings was studied. It has been shown that the germination and vigor of seed germination, as well as the length of roots, aboveground parts, and dry biomass of plants depend in a complex way on the concentration of Cu in soils and substrates, as well as their buffering capacity to heavy metals. The presence of two mechanisms of Cu influence on plant development was established: metabolic at $C_{Cu} < 500$ mg/kg of soil and diffusion at $C_{Cu} > 500$ mg/kg. Using methods of regression analysis on experimental data, a multiple regression equation was obtained that combines morphometric parameters of plants, concentration of Cu in the substrates, and the buffering capacity of soils to heavy metals. On its basis, in the coordinates of soil buffering capacity – Cu concentration, a curve of values of the maximum permissible concentration of Cu in soils in the concentration range from 17 to 2047 mg/kg. It makes the possibility to separate the zone of permissible development of barley plants (reduction of morphometric parameters by no more than 15%) from the zone of exceeding the accepted value of maximum permissible concentration of Cu. Thus, maximum permissible concentration of Cu is considered not as a fixed value, but as a function of Cu concentration, soil buffering capacity, and plant species.

Keywords: buffering capacity of soils to heavy metals, multifactorial experiment, morphometric parameters, maximum permissible concentration

ИЗМЕНЕНИЕ ФОСФАТНОГО РЕЖИМА ПОЧВ СРЕДНЕЙ ТАЙГИ
ПРИ ПРИМЕНЕНИИ БИОУГЛЯ

© 2023 г. И. А. Дубровина*

Институт биологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

*e-mail: vorgo@mail.ru

Поступила в редакцию 12.09.2022 г.

После доработки 07.11.2022 г.

Принята к публикации 08.11.2022 г.

В лабораторных экспериментах исследовали влияние древесного биоугля (biochar) на содержание различных форм фосфатов на почвах с разной обеспеченностью фосфором. В работе использовали почвы среднетаежной подзоны Карелии – агрозем альфегумусовый илювиально-железистый песчаный (Umbric Podzol) и агрозем текстурно-дифференцированный типичный тяжелосуглинистый (Umbric Retisol). В опытах изучали влияние биоугля двух фракций: 3–5 и ≤ 2 мм в количестве 2 и 5% от массы почвы на показатель pH_{KCl} , содержание подвижного и общего фосфора, фракционный состав фосфатов (метод Чанга–Джексона), общую фосфатазную активность почвы, а также эффект раздельного и совместного применения биоугля и удобрения (азофоски) на содержание подвижного фосфора в вегетационном опыте с ячменем яровым. Выявили, что в агроземе альфегумусовом биоуголь достоверно повышал содержание подвижного фосфора на 20–40%, увеличивал содержание фракции Са-фосфатов, алюмофосфатов и рыхлосвязанных фосфатов, а также усиливал активность фосфатазы. В вегетационном опыте отмечено более высокое содержание P_2O_5 в вариантах с биоуглем ≤ 2 мм, с удобрением и достоверное взаимное влияние факторов биоугля и удобрения. В агроземе текстурно-дифференцированном биоуголь увеличивал содержание подвижного фосфора на 2–6%, повышал содержание Са-фосфатов и рыхлосвязанных фосфатов (с биоуглем ≤ 2 мм в 5% дозировке) и не оказывал существенного влияния на активность фосфатазы. В вегетационном опыте достоверное влияние оказывало лишь сочетание биоугля ≤ 2 мм и удобрения. В целом наиболее заметный эффект практически на все исследованные показатели оказывала фракция биоугля ≤ 2 мм в 5%-ной дозировке. Применение биоугля приводило к статистически значимому увеличению значений pH_{KCl} и не влияло на содержание валового фосфора в обеих почвах. Большой эффект биоуголь оказывал на фосфатный режим почвы легкого гранулометрического состава с изначально более низким pH и меньшим содержанием подвижного и валового фосфора.

Ключевые слова: биоуголь, подвижный фосфор, валовый фосфор, фракционный состав минеральных фосфатов, фосфатаза, модельный эксперимент, Umbric Podzol, Umbric Retisol

DOI: 10.31857/S0032180X22601116, EDN: HBMRMC

ВВЕДЕНИЕ

Фосфор является одним из основных необходимых для растений макроэлементов, он входит в состав нуклеиновых кислот, АТФ, фосфолипидов и ферментов. Поскольку фосфор участвует в энергетическом обмене клеток, его дефицит приводит к снижению активности дыхания, фотосинтеза, и синтеза хлорофилла, особенно на начальной стадии развития растений. Концентрация фосфора в почвах зависит от генезиса почвообразующих пород, их химического и минералогического состава. Среднее содержание фосфора в земной коре составляет 0.12%, а в почвах колеблется от сотых до десятых долей процента [10]. Несмотря на то, что валовые запасы фосфора в почвах довольно значительны, он находится в основном в мало

доступной для растений форме и большинство почв мира испытывают дефицит фосфатов. В России почвы с недостаточным содержанием подвижного фосфора составляют до 80% пахотного фонда [15].

Запасы почвенного фосфора пополняются в основном за счет внесения органических и минеральных удобрений. Регулярное применение фосфорных удобрений ведет к накоплению как общего, так и доступного фосфора, но наибольший сдвиг наблюдается в группе минеральных соединений алюминия, железа и кальция [8]. Фосфаты включаются в разнообразие химические, физико-химические и биологические почвенные процессы. Считается, что всего 5–30% от внесенного количества удобрений поглощается растениями из-за процессов осаждения, сорбции

и микробной иммобилизации [34]. Фосфорные удобрения, по сравнению с азотными и калийными, имеют значительное негативное влияние на экосистемы. В природном фосфатном сырье, а также полученных из него удобрениях, содержатся токсичные примеси и тяжелые металлы [11]. Несмотря на то, что миграция фосфатов по профилю считается слабой, соединения фосфора могут обладать значительной подвижностью вследствие насыщения анионной емкости и являются основной причиной эвтрофикации водоемов [5, 7].

Внесение органических материалов и регулирование кислотности почв с помощью известкования традиционно используется для повышения эффективности удобрений и биодоступности фосфора [4, 6]. С целью поддержания устойчивого сельскохозяйственного производства, продуктивного использования запасов почвенного фосфора и уменьшения его потерь в агроэкосистемах можно применять новые подходы и материалы. В последние годы активно исследуется биоуголь как эффективный мелиорант и удобрение для почвы. Биоуголь производится из органической биомассы (древесина, пожнивные остатки, осадок сточных вод) путем пиролиза без доступа кислорода при относительно низких температурах (до 700°C). Влияние биоугля на почвенные свойства многообразно благодаря высокой емкости обмена, большой удельной поверхности, значительному содержанию углерода и различных минеральных элементов [38]. Использование биоугля может оказывать прямое и косвенное влияние на фосфатный режим почв [24]. Применение биоугля изменяет физико-химический состав почвы (рН, емкость катионного обмена, вододерживающую способность, стабильность агрегатов) и влияет на окислительно-восстановительные реакции, комплексообразование, адсорбцию и осаждение, которые определяют доступность фосфора [17, 18, 36]. Прямое внесение фосфатов возможно с биоуглями с высоким содержанием обменного фосфора и его растворимых солей. Биоуголь может сорбировать соединения фосфора и снижать его доступность и выщелачивание [32, 39]. Изменения в почвенной среде, опосредованные биоуглем, влияют на структуру микробного сообщества и активность некоторых почвенных ферментов [24, 31, 37]. Биоугли имеют широкий диапазон физических и химических свойств и условий пиролиза, что в сочетании с различными типами почв может приводить к контрастным эффектам влияния на почвенный цикл фосфора [21, 25].

Почвы зоны дерново-подзолистых почв обладают повышенной кислотностью, что неблагоприятно сказывается на их фосфатном режиме и является одним из главных факторов низкой продуктивности растениеводства, следовательно ис-

пользование биоугля в данных почвах может рассматриваться как перспективная технология.

Цель работы — изучение влияния биоугля на содержание подвижного и общего фосфора, фракционный состав фосфатов, фосфатазную активность почв, а также эффект раздельного и совместного применения биоугля и удобрения на содержание подвижного фосфора.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для закладки лабораторных опытов использовали почвы с участков, вовлеченных в сельскохозяйственное использование (средняя тайга Карелии), различающиеся по гранулометрическому составу и плодородию. Почвы отбирали из верхнего пахотного горизонта 0–20 см, высушивали до воздушно-сухого состояния, растирали и просеивали через сито 2 мм. Агрозем альфегумусовый иллювиально-железистый песчаный (Umbric Podzol) отбирали на Корзинском научном стационаре ФИЦ КарНЦ РАН. Почва содержит 4.1% частиц <0.01 мм, pH_{KCl} — 4.5, $C_{орг}$ — 1.5%,

$N_{общ}$ — 0.12%, $N-NH_4^+$ — 8 мг/кг, $N-NO_3^-$ — 24 мг/кг, P_2O_5 (по Кирсанову) — 144 мг/кг, K_2O (по Кирсанову) — 20 мг/кг, сумма обменных оснований (S) — 2.0 смоль(экв)/кг. Агрозем текстурно-дифференцированный типичный тяжелосуглинистый (Umbric Retisol) отобран на Агробиологической станции ФИЦ КарНЦ РАН. Почва содержит 42.6% частиц <0.01 мм, pH_{KCl} — 5.1, $C_{орг}$ — 2.5%,

$N_{общ}$ — 0.19%, $N-NH_4^+$ — 12 мг/кг, $N-NO_3^-$ — 29 мг/кг, P_2O_5 (по Кирсанову) — 317 мг/кг, K_2O (по Кирсанову) — 55 мг/кг, S — 7.8 смоль(экв)/кг. В опытах применяли уголь древесный (БУ) (ГОСТ 7657–84, марка А) двух фракций — 3–5 и ≤2 мм. Биоуголь имеет плотность 0.37 г/см³, pH_{H_2O} — 9.3, pH_{KCl} — 7.9, содержит в воздушно-сухой навеске золы — 2.8%, C — 81%, N — 0.35%, K — 0.24%, P — 0.026%, Ca — 0.83%, Mg — 0.20%.

Опыт 1. Воздушно-сухие навески почв массой 500 г помещали в литровые сосуды и добавляли уголь разных фракций в количестве 10 г (2% от массы почвы) и 25 г (5% от массы почвы). Контролем служили образцы почв без добавления угля. Образцы увлажняли дистиллированной водой до полного водонасыщения и тщательно перемешивали. Сосуды оставляли открытыми до полного высыхания, смачивание и перемешивание повторяли 5 циклов. Продолжительность компостирования составляла 100 дней при температуре 20°C. Повторность опыта и аналитических исследований трехкратная. После завершения эксперимента сухие почвенные образцы просеивали через сито 1 мм и выполняли следующие анализы: pH_{KCl} потенциометрически с использованием ион-селективного электрода на иономере АНИОН

4100 “Инфраспек-Аналит”; содержание подвижного фосфора (P_2O_5) по Кирсанову (0.2 М НСl) при использовании в качестве восстановителя аскорбиновой кислоты; содержание валового фосфора (P_2O_5 общ) методом сплавления в муфеле и фракционный состав минеральных фосфатов методом Чанга–Джексона в варианте Аскинази–Гинзбург–Лебедевой при использовании в качестве восстановителя $SnCl_2$. Для всех определений фосфора окончание спектрофотометрическое на спектрофотометре UV-1800 Shimadzu [13].

Опыт 2. Схема аналогична опыту 1, но навески почвы с биоуглем помещали в кюветы, смачивали дистиллированной водой и поддерживали влажность 60% ППВ при температуре 25°C. На 7 и 30 сут отбирали образцы и определяли общую фосфатазную активность почв по методу Геллер и Гинзбург со спектрофотометрическим окончанием при использовании в качестве восстановителя $SnCl_2$ [14].

Опыт 3. Вегетационный опыт с ячменем яровым (*Hordeum vulgare* L.) проводили по следующей схеме. Навеску почвы 500 г помещали в вегетационные сосуды объемом 1 л, в варианты с биоуглем вносили уголь в количествах аналогичных опыту 1, смачивали, перемешивали и оставляли на 1 неделю. Через неделю в варианты с удобрением вносили удобрение в жидком виде. Использовали азофоску (АЗФК) марки NPK 16 : 16 : 16 (ГОСТ 19691-84) в количестве 50 мг удобрения на сосуд. Через 2 сут высевали пророщенные семена ячменя по 15 шт./сосуд. Опыт проводили при естественном освещении и температуре воздуха 22–23°C в трехкратной повторности. Для каждой почвы применяли следующую схему опыта: 1) Контроль; 2) АЗФК; 3) БУ ≤ 2 мм 2%; 4) БУ ≤ 2 мм 5%; 5) БУ 3–5 мм 2%; 6) БУ 3–5 мм 5%; 7) БУ ≤ 2 мм 2% + АЗФК; 8) БУ ≤ 2 мм 5% + АЗФК; 9) БУ 3–5 мм 2% + АЗФК; 10) БУ 3–5 мм 5% + АЗФК. Через 40 сут после посева в фазе выхода в трубку в почве определяли содержание подвижного фосфора (P_2O_5) по Кирсанову.

Для обработки данных использовали однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA) с апостериорным анализом по критерию Тьюки при уровне значимости $p \leq 0.05$, корреляционно-регрессионный анализ, а также двухфакторный дисперсионный анализ (Factorial ANOVA). В таблицах и диаграммах приведены средние значения $\pm$ ошибка среднего, статистически значимые различия обозначены разными буквами. В работе использовали пакеты анализа PAST Statistics и Microsoft Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В ходе 100-дневного эксперимента установлено, что внесение биоугля оказывало существен-

ное влияние на показатели рН солевого в обеих почвах (табл. 1). Значения рН возрастали во всех вариантах опыта (различия статистически значимы) по сравнению с контролем. Наибольший эффект оказывала мелкая фракция биоугля в 5%-ной дозировке в обеих почвах. Содержание подвижного фосфора при применении биоугля в агрозоле альфегумусовом увеличивалось значительно и достоверно на 20–40% во всех вариантах. В агрозоле текстурно-дифференцированном увеличение содержания P_2O_5 происходило на 2–6%, разница с контролем была достоверна не для всех вариантов. Содержание валового фосфора в опыте при внесении биоугля значимо не изменялось для обеих почв.

Внесение биоугля по-разному воздействовало на фракционный состав фосфатов в исследованных почвах (табл. 2). В агрозоле альфегумусовом на 20–30% возрастало содержание фракции рыхлосвязанных фосфатов в вариантах с 5% дозировкой, а также происходило увеличение фракции алюмофосфатов на 5–10% во всех вариантах с биоуглем, различия статистически достоверны. Увеличение содержания Са-фосфатов наблюдалось во всех вариантах с биоуглем, наиболее значительный рост (на 58%) отмечен в варианте с мелким углем в 5% дозировке. Содержание железозфосфатов, напротив, уменьшалось примерно на 30% в вариантах с биоуглем. Суммарное содержание минеральных фосфатов незначительно возрастало на 3–6% в некоторых вариантах с биоуглем. В агрозоле текстурно-дифференцированном значительное увеличение содержания рыхлосвязанных фосфатов (на 58%) наблюдалось лишь в варианте с 5% дозировкой мелкого угля. Достоверно уменьшалось содержание алюмофосфатов на 3–9% по сравнению с контрольным вариантом, и железозфосфатов в варианте с мелким углем в 5% дозировке на 14%. Содержание Са-фосфатов возрастало на 13–60% во всех вариантах с биоуглем. Сумма минеральных фосфатов имела тенденцию к увеличению в вариантах с 5% дозировкой биоугля в пределах статистической погрешности.

Исследованная в опыте 2 общая фосфатазная активность имела различную динамику и направленность в зависимости от типа почвы (рис. 1). В контрольных вариантах активность фосфатазы имела сопоставимые уровни в обеих почвах и составляла на 7 сут эксперимента 176–207 мг P_2O_5 /(кг почвы 2 ч), а на 30 сут снижалась до 125–145 мг P_2O_5 /(кг почвы 2 ч). В агрозоле альфегумусовом в вариантах с 2%-ным содержанием биоугля на 7 сут эксперимента активность фосфатазы достоверно снижалась на 21–28%, и напротив, в вариантах с 5% дозировкой угля возрастала на 10–37%. Через 30 сут активность фермента в вариантах с содержанием биоугля 2% увеличилась

Таблица 1. Показатели pH_{KCl} , подвижного и общего фосфора (опыт 1)

Вариант	pH_{KCl}	P_2O_5 , мг/кг	$P_2O_{5общ}$, %
Агрозем альфегумусовый			
Контроль	$4.53 \pm 0.01a$	$144 \pm 0.57a$	$0.139 \pm 0.02a$
БУ ≤ 2 мм 2%	$5.53 \pm 0.01b$	$172 \pm 0.33b$	$0.139 \pm 0.01a$
БУ ≤ 2 мм 5%	$6.23 \pm 0.02c$	$207 \pm 2.88c$	$0.140 \pm 0.01a$
БУ 3–5 мм 2%	$4.99 \pm 0.08d$	$186 \pm 0.57d$	$0.140 \pm 0.01a$
БУ 3–5 мм 5%	$5.35 \pm 0.05b$	$195 \pm 1.15e$	$0.138 \pm 0.02a$
Агрозем текстурно-дифференцированный			
Контроль	$5.09 \pm 0.01a$	$317 \pm 0.88a$	$0.257 \pm 0.01a$
БУ ≤ 2 мм 2%	$5.83 \pm 0.01b$	$332 \pm 0.33b$	$0.251 \pm 0.01a$
БУ ≤ 2 мм 5%	$6.21 \pm 0.01c$	$336 \pm 0.58b$	$0.250 \pm 0.01a$
БУ 3–5 мм 2%	$5.43 \pm 0.01d$	$323 \pm 3.46a$	$0.253 \pm 0.01a$
БУ 3–5 мм 5%	$5.76 \pm 0.01e$	$332 \pm 2.02b$	$0.255 \pm 0.01a$

Примечание. Приведены средние значения $\pm$ ошибка среднего, значимые различия при $p \leq 0.05$ обозначены разными буквами.

Таблица 2. Фракционный состав фосфатов, мг/кг почвы (опыт 1)

Вариант	R–P	Al–P	Fe–P	Ca–P	Сумма
Агрозем альфегумусовый					
Контроль	$5.9 \pm 0.61a$	$485.6 \pm 0.89a$	$108.1 \pm 6.06a$	$61.1 \pm 2.54a$	$660.7 \pm 3.81a$
БУ ≤ 2 мм 2%	$6.1 \pm 0.23a$	$496.1 \pm 2.65ab$	$107.7 \pm 6.09a$	$74.0 \pm 0.60ac$	$683.9 \pm 4.47b$
БУ ≤ 2 мм 5%	$7.9 \pm 0.54b$	$514.6 \pm 7.04b$	$79.9 \pm 2.63b$	$96.8 \pm 5.51b$	$699.1 \pm 1.65c$
БУ 3–5 мм 2%	$6.3 \pm 0.32a$	$508.1 \pm 4.24b$	$73.2 \pm 2.36b$	$75.8 \pm 2.71c$	$663.3 \pm 0.52a$
БУ 3–5 мм 5%	$7.4 \pm 1.06b$	$534.4 \pm 3.92c$	$78.5 \pm 2.97b$	$63.4 \pm 0.17ac$	$683.6 \pm 2.19b$
Агрозем текстурно-дифференцированный					
Контроль	$17.3 \pm 1.21a$	$804.0 \pm 4.33a$	$123.4 \pm 4.73a$	$133.7 \pm 2.56a$	$1078.4 \pm 10.42a$
БУ ≤ 2 мм 2%	$16.7 \pm 0.35a$	$778.6 \pm 1.47b$	$124.0 \pm 1.82a$	$150.6 \pm 1.01ab$	$1069.8 \pm 1.70a$
БУ ≤ 2 мм 5%	$27.4 \pm 0.98b$	$780.8 \pm 6.55b$	$106.4 \pm 0.40b$	$214.6 \pm 9.12c$	$1129.2 \pm 1.18a$
БУ 3–5 мм 2%	$16.5 \pm 0.17a$	$734.1 \pm 5.34c$	$123.2 \pm 0.95a$	$171.7 \pm 2.08b$	$1078.8 \pm 9.90a$
БУ 3–5 мм 5%	$18.8 \pm 0.20a$	$781.4 \pm 0.15b$	$126.3 \pm 1.07a$	$197.3 \pm 3.89c$	$1123.8 \pm 5.31a$

Примечание: R–P – рыхлосвязанные фосфаты. Приведены средние значения $\pm$ ошибка среднего, значимые различия при $p \leq 0.05$ обозначены разными буквами.

на 142–162% по сравнению с контролем, а варианты с 5%-ным содержанием угля показали снижение активности фосфатазы на 23–46% по сравнению с предыдущим измерением. В агроземе текстурно-дифференцированном через 7 сут опыта измерение показало уменьшение активности фермента на 5–33% (достоверно не для всех вариантов). На 30 сут эксперимента показатели активности еще несколько снизились и мало отличались от контроля во всех вариантах, за исключением варианта с 5%-ной дозировкой мелкого угля, где активность фосфатазы заметно увеличилась и соответствовала уровню начала эксперимента.

В вегетационном опыте с ячменем в агроземе альфегумусовом содержание подвижного фосфо-

ра в вариантах с биоуглем возрастало на 8–12% по сравнению с контролем, различия статистически достоверны лишь в вариантах с 5% дозировкой угля (рис. 2). При совместном применении биоугля и удобрения содержание P_2O_5 во всех вариантах больше, чем в вариантах с углем. Между собой варианты различаются незначительно, достоверное увеличение содержания подвижного фосфора на 29% отмечено лишь в варианте с мелким углем в 5%-ной дозировке с АЗФК. В агроземе текстурно-дифференцированном содержание P_2O_5 увеличивалось незначительно на 2–5% практически во всех вариантах, за исключением совместного применения мелкого биоугля и удобрения, где прирост составляет 11–14% и статистически достоверен. Согласно двухфакторному дисперси-

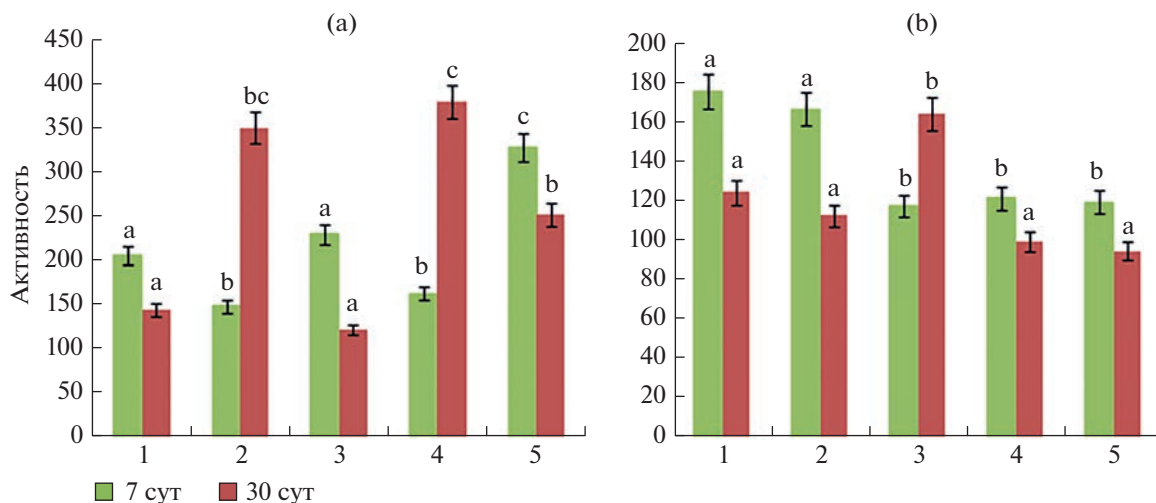


Рис. 1. Активность фосфатазы (мг P_2O_5 /кг почвы за 2 ч) в опыте 2: а – агрозем альфегумусовый; б – агрозем текстурно-дифференцированный. Варианты: 1 – контроль; 2 – БУ ≤ 2 мм 2%; 3 – БУ ≤ 2 мм 5%; 4 – БУ 3–5 мм 2%; 5 – БУ 3–5 мм 5%.

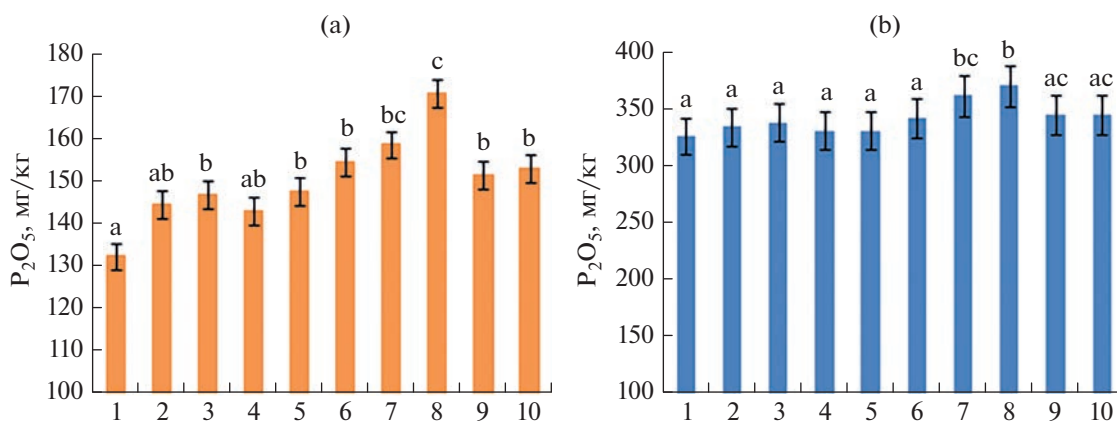


Рис. 2. Содержание подвижного фосфора (по Кирсанову) в опыте 3: а – агрозем альфегумусовый; б – агрозем текстурно-дифференцированный. Варианты: 1 – контроль; 2 – БУ ≤ 2 мм 2%; 3 – БУ ≤ 2 мм 5%; 4 – БУ 3–5 мм 2%; 5 – БУ 3–5 мм 5%; 6 – АЗФК; 7 – БУ ≤ 2 мм 2% + АЗФК; 8 – БУ ≤ 2 мм 5% + АЗФК; 9 – БУ 3–5 мм 2% + АЗФК; 10 – БУ 3–5 мм 5% + АЗФК.

онному анализу (табл. 3), в обеих почвах с высоким уровнем статистической достоверности при низком уровне случайных отклонений биоуголь и удобрение оказывают влияние на уровень содержания подвижного фосфора. В целом по опыту доля влияния удобрения примерно в 2 раза больше, чем биоугля, при этом в агроземе альфегумусовом отмечено достоверное взаимное влияние факторов биоугля и удобрения.

ОБСУЖДЕНИЕ

Исследуемые почвы можно охарактеризовать как средние и хорошо обеспеченные фосфором, при этом агрозем текстурно-дифференцированный содержит примерно в 2 раза больше подвиж-

ного и валового фосфора по сравнению с агроземом альфегумусовым, что обусловлено его минералогическим и гранулометрическим составом. В результате применения биоугля в опыте 1 произошло достоверное увеличение pH во всех вариантах независимо от типа почвы, фракции и дозировки угля. Биоуголь повышает pH среды и снижает кислотность почвы, поскольку имеет высокую обменную емкость, щелочную реакцию и содержит значительное количество обменных катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+). Данный эффект описан рядом авторов [1, 19, 30] и наиболее проявлен на кислых почвах. Как известно, активность ионов, способных к осаждению фосфора, зависит от реакции среды. По мере повышения

Таблица 3. Данные двухфакторного дисперсионного анализа (опыт 3)

Фактор	Агрозем альфегумусовый	Агрозем текстурно-дифференцированный
	доля влияния фактора, %/уровень значимости <i>p</i>	
БУ	23.5/<0.001	27.8/<0.001
АЗФК	49.5/<0.001	50.8/<0.001
Взаимодействие	12.5/0.01	7.5/0.06
Случайные отклонения	14.5	13.9

pH почвы анионы OH^- могут замещать PO_4^{4-} из аморфных фосфатов железа и алюминия, переводя их в растворимую форму. Максимальная концентрация фосфат-ионов в почвенном растворе наблюдается при pH почвенного раствора 5.4–6.0 [10]. Закономерным следствием является увеличение доступности фосфатов при применении биоугля в кислых почвах [20, 26]. В опыте 1 содержание подвижного P_2O_5 увеличивается значительно, особенно в агроземе альфегумусовом, где также отмечено заметное увеличение pH среды. В предыдущей работе [1] показано, что катионы Ca^{2+} , содержащиеся в биоугле, насыщают почвенно-поглощающий комплекс почв, что наиболее заметно в агроземе альфегумусовом, изначально ненасыщенном основаниями. При этом использование биоугля не ведет к увеличению валового фосфора в исследованных почвах, поскольку валовое содержание фосфора в древесном биоугле невелико. Данную закономерность отмечали и другие исследователи, считая, что увеличение размера пула доступного P в почве при добавлении биоугля связано с активацией эндогенного фосфора, а не с высвобождением фосфатов из угля [39].

Около 75% минерального фосфора в исследованных почвах представлено фракцией фосфатов алюминия, на фосфаты железа приходится 16%, на рыхлосвязанные фосфаты и Са-фосфаты приходится всего 9%, данное соотношение характерно для кислых таежных почв [10]. Как показывают исследования, биоуголь оказывает разнонаправленное влияние на неорганические соединения почвенных фосфатов. Биоуголь может как повышать содержание фосфора, связанного с кальцием [36], так и не влиять на него, напротив увеличивая фракцию Al-фосфатов [37]. Данные опыта 1 показывают, что влияние биоугля на фракционный состав минеральных фосфатов в основном проявилось в увеличении фракций рыхлосвязанных фосфатов и Са-фосфатов, сдвиг особенно заметен при 5%-ной дозировке угля и в агроземе альфегумусовом. Зависимость содержания доступных фосфатов, рыхлосвязанных фосфатов и фосфатов, связанных с кальцием от уровня pH почвы, характеризуется линейным приближением с коэффициентами детермина-

ции (R^2) в пределах 0.51–0.85 (рис. 3). Величина коэффициента корреляции (*r*) между pH почвы и представленными фракциями фосфатов >0.7, что характеризует силу связи между переменными как высокую. Следовательно, фактор кислотности почвы описывает более 50% дисперсии исследованных фракций фосфатов. Добавление биоугля увеличивает индуцированную кальцием адсорбцию фосфора, что аналогично эффекту известкования, когда происходит увеличение доступного P_2O_5 и изменение соотношения фракций минерального фосфора в сторону Са-фосфатов и рыхлосвязанных фосфатов [6, 9, 12].

Активность биохимических процессов мобилизации органического фосфора почвы характеризуется фосфогидролитическими ферментами. Фосфатаза является одним из ферментов, катализирующих гидролиз разнообразных фосфорорганических соединений почвы, переводя их в доступное для растений состояние. Исследования, касающиеся влияния биоугля на почвенную фосфатазу немногочисленны, но большинство из них показывают, что биоуголь оказывает положительное влияние на активность ферментов [24, 39]. Известно, что благодаря пористой структуре, способности адсорбировать органические вещества и снижать кислотность, применение биоугля обеспечивает благоприятную среду обитания для микроорганизмов и увеличивают микробную популяцию почв [23, 28]. В опыте 2 зафиксировано увеличение активности фосфатазы в агроземе альфегумусовом, при этом повышенная 5% дозировка биоугля оказывает быстрый эффект на 7 сут эксперимента. Через месяц большая активность отмечена в вариантах с 2% дозировкой и в вариантах с крупной фракцией, поскольку агрегаты биоугля могут увеличивать удельную площадь поверхности и усиливать адсорбцию фосфатазы в почвах [22]. Иногда добавление биоугля может негативно влиять на активность почвенной фосфатазы или не иметь существенного эффекта, как в опыте с агроземом текстурно-дифференцированным. Подавление микробиологической активности может быть связано с тяжелым гранулометрическим составом почв либо их нейтральной реакцией [40, 41]. Замечено, что высокая обеспеченность почвы подвижным фосфором, необхо-

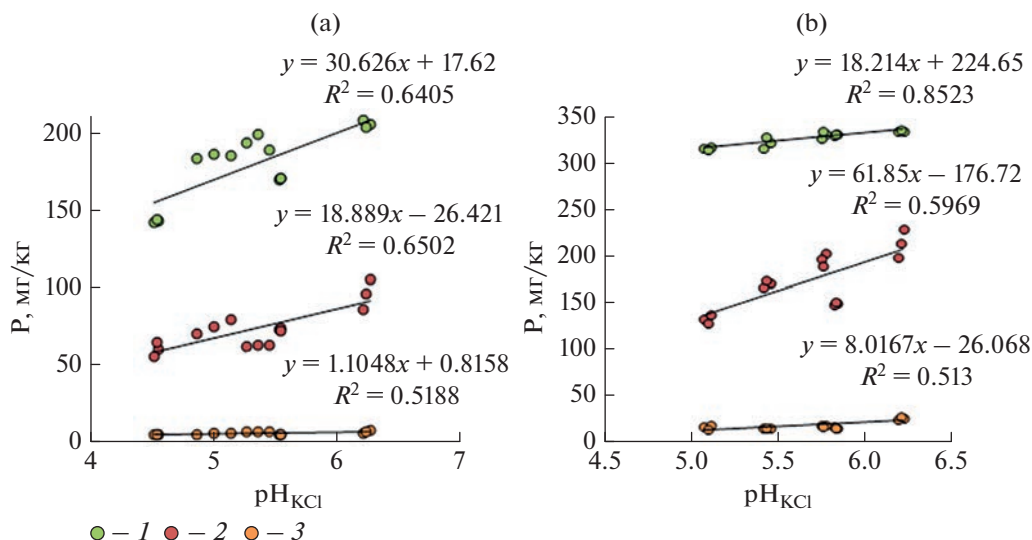


Рис. 3. Зависимость содержания фосфатов от уровня pH в вариантах опыта 1. а – агрозем альфегумусовый; б – агрозем текстурно-дифференцированный: 1 – подвижный фосфор P₂O₅ (по Кирсанову); 2 – Са-фосфаты; 3 – рыхлосвязанные фосфаты.

димым для жизнедеятельности почвенных микроорганизмов, приводит к снижению фосфатазной активности [3]. Исследования генов *phoD* регулирующих синтез фосфатазы у бактерий показали, что их экспрессия тесно взаимосвязана с содержанием подвижного фосфора и возрастает в почвах с более низким содержанием P₂O₅. Если подвижного фосфора в почве достаточно (как в случае с агроземом текстурно-дифференцированным), то экспрессия генов *phoD* ограничена [35].

Для повышения продуктивности почв и увеличения урожайности культур широко изучается применение как непосредственно биоугля, так и его совместное использование с удобрениями [16, 27]. Из-за высокой стоимости и дефицита фосфорных удобрений данные исследования особенно актуальны в отношении фосфатов. Не все биоугли сами по себе имеют значительную удобрительную ценность, так, уголь из лигноцеллюлозного сырья характеризуется высокой ароматичностью и содержит небольшое количество зольных элементов. Древесный уголь используется в основном в составе различных компостов, либо совместно с минеральными удобрениями [33]. Определение подвижного фосфора в вегетационном опыте с агроземом альфегумусовым выявило, что более высокое содержание P₂O₅ по сравнению с контролем имели варианты как с биоуглем ≤2 мм, так и с удобрением. Однако наибольший эффект оказывало совместное применение биоугля с удобрением. В агроземе текстурно-дифференцированном достоверное влияние оказывает лишь сочетание биоугля мелкой фракции и АЗФК. Похожий синергетический эффект биоугля и удобрения на содержание подвижного фосфора наблюдал ряд

авторов [29, 31]. В обзоре [16] отмечается, что наибольший прирост урожайности различных культур наблюдался, когда биоуголь применялся одновременно с неорганическими и органическими удобрениями. В опыте 3 двухфакторный дисперсионный анализ показал, что доля влияния АЗФК в целом по опыту выше, чем биоугля, но биоуголь оказывает дополнительное влияние на содержание подвижного фосфора. Данный эффект достигается благодаря мобилизации фосфатов за счет изменения pH среды и усиления микробиологической активности [2, 28, 36].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В серии модельных экспериментов выявили, что наиболее заметный эффект практически на все исследованные показатели оказывала мелкая фракция биоугля в 5%-ной дозировке. Применение биоугля не оказывало статистически значимого влияния на увеличение содержания валового фосфора в обеих почвах, поскольку содержание P в биоугле незначительно. При этом использование биоугля приводило к статистически значимому увеличению значений pH_{KCl} по сравнению с контролем во всех вариантах агрозема альфегумусового и агрозема текстурно-дифференцированного. Фактор сдвига кислотности определял изменения в составе доступных фосфатов, рыхлосвязанных фосфатов и фосфатов, связанных с кальцием. В агроземе альфегумусовом биоуголь достоверно повышал содержание подвижного фосфора на 20–40%, а также усиливал активность фосфатазы. В агроземе текстурно-дифференцированном биоуголь незначительно увеличивал

содержание подвижного фосфора на 2–6%, и не оказывал существенного влияния на активность фосфатазы. Выявлено, что в вегетационном опыте доля влияния удобрения на содержание подвижного фосфора в 2 раза больше, чем биоугля, но биоуголь оказывал дополнительное воздействие благодаря мобилизации фосфатов за счет изменения pH среды и усиления микробиологической активности. В целом биоуголь оказывал более заметный эффект на фосфатный режим почвы легкого гранулометрического состава, которая характеризуется низкими значениями pH и меньшим содержанием подвижного и валового фосфора.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследования выполнены в рамках госзадания КарНЦ РАН № FMEN-2022-0012 на научном оборудовании Центра коллективного пользования ФИЦ “Карельский научный центр РАН”. Автор выражает благодарность Т.В. Богдановой за помощь в проведении аналитических работ.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубровина И.А. Динамика физико-химических свойств дерново-подзолистых почв при внесении биоугля // Проблемы агрохимии и экологии. 2019. № 2. С. 19–23. <https://doi.org/10.26178/AE.2019.51.56.004>
2. Дубровина И.А., Юркевич М.Г., Сидорова В.А. Влияние биоугля и удобрений на развитие растений ячменя и агрохимические показатели дерново-подзолистых почв в вегетационном опыте // Тр. КарНЦ РАН. 2020. № 3. С. 31–44. <https://doi.org/10.17076/eb1087>
3. Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Чернышева Е.В., Ельцов М.В., Удальцов С.Н., Борисов А.В. Пространственно-временные особенности фосфатной активности естественных и антропогенно-преобразованных почв // Почвоведение. 2020. № 1. С. 89–101. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20010098>
4. Кирпичников Н.А. Влияние извести на фосфатный режим слабоокультуренной дерново-подзолистой почвы при длительном применении удобрений // Агрохимия. 2016. № 12. С. 3–8.
5. Кудярова А.Ю. Хемосорбция фосфат-ионов и деградация органо-минеральных сорбентов в кислых почвах // Почвоведение. 2010. № 6. С. 681–697.
6. Лыскова И.В., Рылова О.Н., Веселкова Н.А., Лыскова Т.В. Влияние удобрений и извести на агрохимические показатели и фосфатный режим дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы // Аграрная наука Евро-Северо-Востока. 2015. № 2(45). С. 27–31. <https://doi.org/10.30766/2072-9081.2015.45.2.27-32>
7. Минеев В.Г., Коваленко А.А., Ваулин А.В., Афанасьев Р.А. Влияние фосфорных удобрений на агрохимические свойства дерново-подзолистой почвы и урожайность сельскохозяйственных культур // Агрохимия. 2009. № 10. С. 3–10.
8. Митрофанова Е.М., Васбиева М.Т. Фосфатный режим дерново-подзолистой почвы при длительном применении органических и минеральных удобрений // Агрохимия. 2014. № 9. С. 13–19.
9. Михайлова Л.А., Дербенева Л.В. Влияние известкования на фосфатный режим дерново-подзолистых почв разной степени окультуренности // Аграрная наука Евро-Северо-Востока. 2007. №10. С. 28–32.
10. Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 400 с.
11. Потатueva Ю.А. Эколого-агрохимическая оценка фосфорных и фосфорсодержащих удобрений в длительных полевых опытах // Агрохимия. 2013. № 6. С. 83–94.
12. Самсонова Н.Е., Родченков С.Н. Использование удобрений с пониженной растворимостью фосфатного компонента и фосфатное состояние дерново-подзолистых почв // Агрохимия. 2007. № 9. С. 24–31.
13. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
14. Хазиев Ф.Х. Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 2005. 254 с.
15. Шафран С.А., Кирпичников Н.А. Научные основы прогнозирования содержания подвижных форм фосфора и калия в почвах // Агрохимия. 2019. № 4. С. 3–10. <https://doi.org/10.1134/S0002188119040112>
16. Bai S.H., Omidvar N., Gallart M., Kämper W., Tahmasbian I., Farrar M.B., Singh K., Zhou G., Muqadass B., Xu C.-Y., Koech R., Li Y., Nguyen T.T.N., van Zwielen L. Combined effects of biochar and fertilizer applications on yield: A review and meta-analysis // Sci. Total Environ. 2022. V. 808. 152073. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152073>
17. Bornø M.L., Müller-Stöver D.S., Liu F. Contrasting effects of biochar on phosphorus dynamics and bioavailability in different soil types // Sci. Total Environ. 2018. V. 627. P. 963–974. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.283>
18. Chen M., Alim N., Zhang Y., Xu N., Cao X. Contrasting effects of biochar nanoparticles on the retention and transport of phosphorus in acidic and alkaline soils // Environ. Poll. 2018. V. 239. P. 562–570. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2018.04.050>
19. Dai Z., Zhang X., Tang C., Muhammad N., Wu J., Brookes P. C., Xu J. Potential role of biochars in decreasing soil acidification – A critical review // Sci. Total Environ. 2017. V. 581–582. P. 601–611. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.169>

20. *Dume B., Tessema D.A., Regassa A., Berecha G.* Effects of biochar on phosphorus sorption and desorption in acidic and calcareous soils // *Civil Environ. Res.* 2017. V. 9(5). P. 10–20.
21. *Eduah J.O., Nartey E.K., Abekoe M.K., Breuning-Madsen H., Andersen M.N.* Phosphorus retention and availability in three contrasting soils amended with rice husk and corn cob biochar at varying pyrolysis temperatures // *Geoderma*. 2019. V. 341. P. 10–17.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.01.016>
22. *Gao S., DeLuca T.H.* Wood biochar impacts soil phosphorus dynamics and microbial communities in organically-managed croplands // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 126. P. 144–150.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.09.002>
23. *Gao S., DeLuca T.H., Cleveland C.C.* Biochar additions alter phosphorus and nitrogen availability in agricultural ecosystems: a meta-analysis // *Sci. Total Environ.* 2019. V. 654. P. 463–472.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.124>
24. *Ghodsad L., Reyhanitabar A., Maghsoodi M.R., Lajayer B.A., Chang S.X.* Biochar affects the fate of phosphorus in soil and water: A critical review // *Chemosphere*. 2021. V. 283. P. 131176.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2021.131176>
25. *Ghodsad L., Reyhanitabar A., Oustan S., Alidokht L.* Phosphorus sorption and desorption characteristics of soils as affected by biochar // *Soil Till. Res.* 2022. V. 216. P. 105251.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105251>
26. *Glaser B., Lehr V.-I.* Biochar effects on phosphorus availability in agricultural soils: a meta-analysis // *Scientific Rep.* 2019. V. 9. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-45693-z>
27. *He L., Zhong Z., Yang H.* Effects on soil quality of biochar and straw amendment in conjunction with chemical fertilizers // *J. Integrative Agriculture*. 2017. V. 16(3). P. 704–712.
[https://doi.org/10.1016/S2095-3119\(16\)61420-X](https://doi.org/10.1016/S2095-3119(16)61420-X)
28. *Liu S., Meng J., Jiang L., Yang X., Lan Y., Cheng X., Chen W.* Rice husk biochar impacts soil phosphorus availability, phosphatase activities and bacterial community characteristics in three different soil types // *Appl. Soil Ecology*. 2017. V. 116. P. 12–22.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2017.03.020>
29. *Oladele S.O., Adeyemo A.J., Awodun M.A.* Influence of rice husk biochar and inorganic fertilizer on soil nutrients availability and rain-fed rice yield in two contrasting soils // *Geoderma*. 2019. V. 336. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.08.025>
30. *Raboin L.-M., Razafimahafaly A.H.D., Rabenjarisoa M.B., Rabary B., Dusserre J., Becquer T.* Improving the fertility of tropical acid soils: Liming versus biochar application? A long term comparison in the highlands of Madagascar // *Field Crops Res.* 2016. V. 199. P. 99–108.
<https://doi.org/10.1016/j.fcr.2016.09.005>
31. *Rafael R.B.A., Fernández-Marcos M.L., Cocco S., Ruello M.L., Fornasier F., Corti G.* Increased phosphorus availability to corn resulting from the simultaneous applications of phosphate rock, calcareous rock, and biochar to an acid sandy soil // *Pedosphere*. 2020. V. 30(6). P. 719–733.
[https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(20\)60034-0](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(20)60034-0)
32. *Sachdeva V., Hussain N., Husk B.R., Whalen J.K.* Biochar-induced soil stability influences phosphorus retention in a temperate agricultural soil // *Geoderma*. 2019. V. 351. P. 71–75.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.05.029>
33. *Tammeorg P., Simojoki A., Mäkelä P., Stoddard F.L., Alakukku L., Helenius J.* Short-term effects of biochar on soil properties and wheat yield formation with meat bone meal and inorganic fertilizer on a boreal loamy sand // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2014. V. 191. P. 108–116.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2014.01.007>
34. *Wang T., Camps-Arbestain M., Hedley M., Bishop P.* Predicting phosphorus bioavailability from high-ash biochars // *Plant Soil*. 2012. V. 357. P. 173–187.
<https://doi.org/10.1007/s11104-012-1131-9>
35. *Wei X., Hu Y., Razavi B.S., Zhou J., Shen J., Nannipieri P., Wu J., Ge T.* Rare taxa of alkaline phosphomonoesterase-harboring microorganisms mediate soil phosphorus mineralization // *Soil Biol. Biochem.* 2019. V. 131. P. 62–70.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.12.025>
36. *Xu G., Sun J., Shao H., Chang S.X.* Biochar had effects on phosphorus sorption and desorption in three soils with differing acidity // *Ecological Engineering*. 2014. V. 62. P. 54–60.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.10.027>
37. *Yang C., Lu S.* Straw and straw biochar differently affect phosphorus availability, enzyme activity and microbial functional genes in an Ultisol // *Sci. Total Environ.* 2022. V. 805. P. 150325.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150325>
38. *Yang F., Sui L., Tang C., Li J., Cheng K., Xue Q.* Sustainable advances on phosphorus utilization in soil via addition of biochar and humic substances // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 768. P. 145106.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145106>
39. *Yang L., Wu Y., Wang Y., An W., Jin J., Sun K., Wang X.* Effects of biochar addition on the abundance, speciation, availability, and leaching loss of soil phosphorus // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 758. P. 143657.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143657>
40. *Zhai L., Caiji Z., Liu J., Wang H., Ren T., Gai X., Xi B., Liu H.* Short-term effects of maize residue biochar on phosphorus availability in two soils with different phosphorus sorption capacities // *Biol. Ferti. Soils*. 2015. V. 51. P. 113–122.
<https://doi.org/10.1007/s00374-014-0954-3>
41. *Zhang M., Cheng G., Feng H., Sun B., Zhao Y., Chen H., Chen J., Dyck M., Wang X., Zhang J., Zhang A.* Effects of straw and biochar amendments on aggregate stability, soil organic carbon, and enzyme activities in the Loess Plateau, China // *Environ. Sci. Poll. Res.* 2017. V. 24. P. 10108–10120.
<https://doi.org/10.1007/s11356-017-8505-8>

Changing the Phosphate Regime of Soils in the Middle Taiga When Using Biochar

I. A. Dubrovina*

Institute of Biology of Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, 185910 Russia

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

The influence of wood biochar on the content of various forms of phosphates was studied in laboratory experiments on soils with different phosphorus availability. Soils of the middle taiga subzone of Karelia were used in this work: a sandy Umbric Podzol and a heavy loamy Umbric Retisol. The tests studied the effect of two fractions of biochar (3–5 and ≤ 2 mm) in an amount of 2% and 5% of soil mass on pH_{KCl} , the content of available and total phosphorus, the inorganic phosphorus fractions (Chang-Jackson method), and the total phosphatase activity of soils, as well as the effect of separate and combined application of biochar and fertilizer (NPK) on the content of available phosphorus in a pot experiment with spring barley. The research revealed that biochar significantly increased the content of available phosphorus by 20–40%, increased the content of the fraction of Ca-bounded P, Al-bounded P and loosely-bounded P, and also increased the phosphatase activity in the Umbric Podzol. In pot experiment was noted a higher content of P_2O_5 in variants with biochar ≤ 2 mm, in variants with fertilizer, and a significant mutual influence factors of biochar and fertilizer. Biochar increased the content of available phosphorus by 2–6%, increased the content of Ca-bounded P and loosely-bounded P (with biochar ≤ 2 mm at 5% dosage), and had no significant effect on the phosphatase activity in the Umbric Retisol. Only combination of biochar ≤ 2 mm and fertilizer had a significant effect in pot experiment with Umbric Retisol. In general, the most noticeable effect on almost all studied indicators was provided by ≤ 2 mm fraction of biochar in a 5% dosage. The use of biochar led to statistically significant increase in pH_{KCl} values, and did not affect the content of total phosphorus in both soils. Biochar had a greater effect on the phosphate regime of coarse-textured soil with an initially lower pH and a less content of available and total phosphorus.

Keywords: biochar, available and total phosphorus, inorganic phosphorus fractions, phosphatase, model experiment, Umbric Podzol, Umbric Retisol