

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 11, 2021

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Оценка контрастности почвенного покрова пахотных угодий по спутниковым данным Sentinel-2

И. Ю. Савин, Е. В. Савенкова, Д. Е. Кучер, Д. А. Тутукова, С. А. Бербеков 1295

Палеоэкологические условия Кубано-Приазовской низменности в эпоху бронзы и раннего железного века на основе изучения погребенных почв

Г. В. Нестерук, О. С. Хохлова, Л. П. Ильина, А. Э. Сверчкова, К. С. Сушко 1306

ХИМИЯ ПОЧВ

Изменение компонентного состава органического вещества макро- и микроагрегатов типичного чернозема под воздействием эрозионных процессов

З. С. Артемьева, Н. Н. Данченко, Н. П. Кириллова, Н. П. Масютенко, Е. В. Дубовик, А. В. Кузнецов, Б. М. Когут 1322

Сравнение методов определения соединений углерода пирогенно измененных органических соединений

А. А. Дымов, В. В. Старцев, Н. М. Горбач, И. В. Паюсова, Д. Н. Габов, О. Доннерхак 1332

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Эколого-трофическая структура и таксономическая характеристика сообществ микроорганизмов почв северной части архипелага Новая Земля

Д. А. Никитин, Л. В. Лысак, О. В. Кутовая, Т. А. Грачева 1346

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Комплексная оценка сельскохозяйственных земель на примере Южного Урала

В. И. Кирюшин, Н. Н. Дубачинская, А. Ю. Юрова 1363

Применение методики оценки качества почв для горно-котловинных территорий Прибайкалья

А. А. Черкашина, В. А. Голубцов, Е. В. Бережная 1376

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Влияние типа землепользования на свойства почв и структуру экосистемных запасов углерода в среднетаежной подзоне Карелии

И. А. Дубровина, Е. В. Мошкина, В. А. Сидорова, А. В. Туюннен, А. Ю. Карпечко, Н. В. Геникова, М. В. Медведева, А. В. Мамай, О. В. Толстогозов, Л. М. Кулакова 1392

Трансформация поверхностного слоя пахотного горизонта почв под влиянием атмосферных осадков

Е. Ю. Прудникова, И. Ю. Савин, М. П. Лебедева, Д. С. Волков, О. Б. Рогова, Е. Б. Варламов, К. Н. Абросимов 1407

Contents

No. 11, 2021

Genesis and Geography of Soils

Assessment of Soil Contrast in Arable Land

I. Yu. Savin, E. V. Savenkova, D. E. Kucher, D. A. Tutukova, and S. A. Berbekov 1295

Paleoecological Conditions of the Kuban-Azov Lowland in the Bronze Age and Early Iron Age Based on the Study of Buried Soils

G. V. Nesteruk, O. S. Khokhlova, L. P. Ilyina, A. E. Sverchkova, and K. S. Sushko 1306

Soil Chemistry

Alteration of the Content and Composition of Organic Matter in Macro- and Microaggregates of Haplic Chernozem under the Influence of Erosion Processes

Z. S. Artemyeva, N. N. Danchenko, N. P. Kirillova, N. P. Masyutenko, E. V. Dubovik, A. V. Kuznetsov, and B. M. Kogut 1322

Comparison of Methods for Determining Pyrogenically Modified Carbon Compounds

A. A. Dymov, V. V. Startsev, N. M. Gorbach, I. V. Pausova, D. N. Gabov, and O. Donnerhack 1332

Soil Biology

Ecologo-Trophic Structure and Taxonomic Characteristics of Soil Microorganisms' Communities in Northern Part of Novaya Zemlya Archipelago

D. A. Nikitin, L. V. Lysak, O. V. Kutovaya, and T. A. Gracheva 1346

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

Multifactorial Assessment of Agricultural Land Exemplified by the Southern Urals Region

V. I. Kiryushin, N. N. Dubachiskaya, and A. Yu. Yurova 1363

Application of the Methodology for Assessing Soil Quality for Mountain-Depression Areas of the Baikal Region

A. A. Cherkashina, V. A. Golubtsov, and E. V. Berezhnaya 1376

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Effect of Land Use on Soil Properties and Structure of Ecosystem Carbon Stocks in the Middle Taiga Zone of Karelia

I. A. Dubrovina, E. V. Moshkina, V. A. Sidorova, A. V. Tuyunen, A. Yu. Karpechko, N. V. Genikova, M. V. Medvedeva, A. V. Mamai, O. V. Tolstoguzov, and L. M. Kulakova 1392

Transformation of Surface Layer of Ploughed Soil Horizon under the Impact of Atmospheric Precipitation

E. Yu. Prudnikova, I. Yu. Savin, M. P. Lebedeva, D. S. Volkov, O. B. Rogova, E. B. Varlamov, and K. N. Abrosimov 1407

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.471

ОЦЕНКА КОНТРАСТНОСТИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ПАХОТНЫХ УГОДИЙ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ SENTINEL-2

© 2021 г. И. Ю. Савин^{a, b, *}, Е. В. Савенкова^b, Д. Е. Кучер^b, Д. А. Тутукова^c, С. А. Бербеков^d

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

^b Институт экологии РУДН, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

^c Институт сельского хозяйства – филиал Кабардино-Балкарского научного центра РАН,
ул. Кирова, 224, Нальчик, 360004 Кабардино-Балкарская Республика

^d Научно-образовательный центр КБЦН РАН, Долинск, ул. Балкарова, 2, Нальчик,
360002 Кабардино-Балкарская Республика

*e-mail: savin_iyu@esoil.ru

Поступила в редакцию 10.04.2021 г.

После доработки 21.04.2021 г.

Принята к публикации 27.04.2021 г.

Знания о неоднородностях почвенного покрова пахотных угодий (одним из основных показателей которых является их контрастность) и их влияния на урожайность сельскохозяйственных культур имеют большое практическое значение. Существующие методы оценки контрастности почв базируются на анализе их свойств, классификационного положения или принадлежности к определенной агрогруппе. Нами предложен новый метод, который базируется на использовании спутниковых данных. В качестве критерия контрастности предложено использовать попарное сравнение значений NDVI для почвенных выделов, рассчитанных по спутниковым данным Sentinel 1-2 за последние 6 лет за все имеющиеся в наличии сцены с изображением посевов. На основе попарного сравнения и протяженности границ между почвенно-картографическими выделами предложено оценивать контрастность почвенного покрова поля в целом. Апробация разработанных подходов на примере двух тестовых полей показала их перспективность и возможность создания системы автоматизированной дистанционной технологии анализа неоднородностей почвенного покрова полей с целью разработки рекомендаций по их использованию.

Ключевые слова: оценка качества почв, NDVI, неоднородность посевов, контрастность почв

DOI: 10.31857/S0032180X21110125

ВВЕДЕНИЕ

Почвенный покров практически любой территории неоднороден. Он состоит из почв, свойства которых в различной степени отличаются друг от друга. Особенно важное практическое значение имеют знания о неоднородностях почвенного покрова пахотных угодий. Разные почвы обладают разной потенциальной продуктивностью и определяют специфику оптимальной технологии возделывания сельскохозяйственных культур. Именно поэтому почвенные карты являются базовой информацией для планирования сельскохозяйственного использования почв. С этим же связана разработка адаптивно-ландшафтных систем земледелия [3] и активное внедрение в практику систем точного земледелия [16, 25].

Потребность в оценке пространственных неоднородностей почвенного покрова также привела к появлению нового направления в почвоведении – учению о структуре почвенного по-

крова [13]. Важной его частью является оценка контрастности почв.

Под контрастностью почвенного покрова понимают показатель степени различия между почвами, входящими в почвенный покров (почвенную комбинацию). Различают общую контрастность, учитывающую всю сумму свойств почв, и частную, учитывающую степень различия почв по отдельным свойствам (степени оподзоленности, оглеения, засоленности, гранулометрического состава и т. д.) [11].

Наиболее распространены методы, определяющие контрастность почвенного покрова по отдельным свойствам, которые затем суммируются в общий показатель – индекс контрастности, являющийся количественным показателем качественной дифференциации почвенного покрова [13]. Методы оценки контрастности почвенного покрова в основном основаны на экспертных оценках свойств почв (таксономического поло-

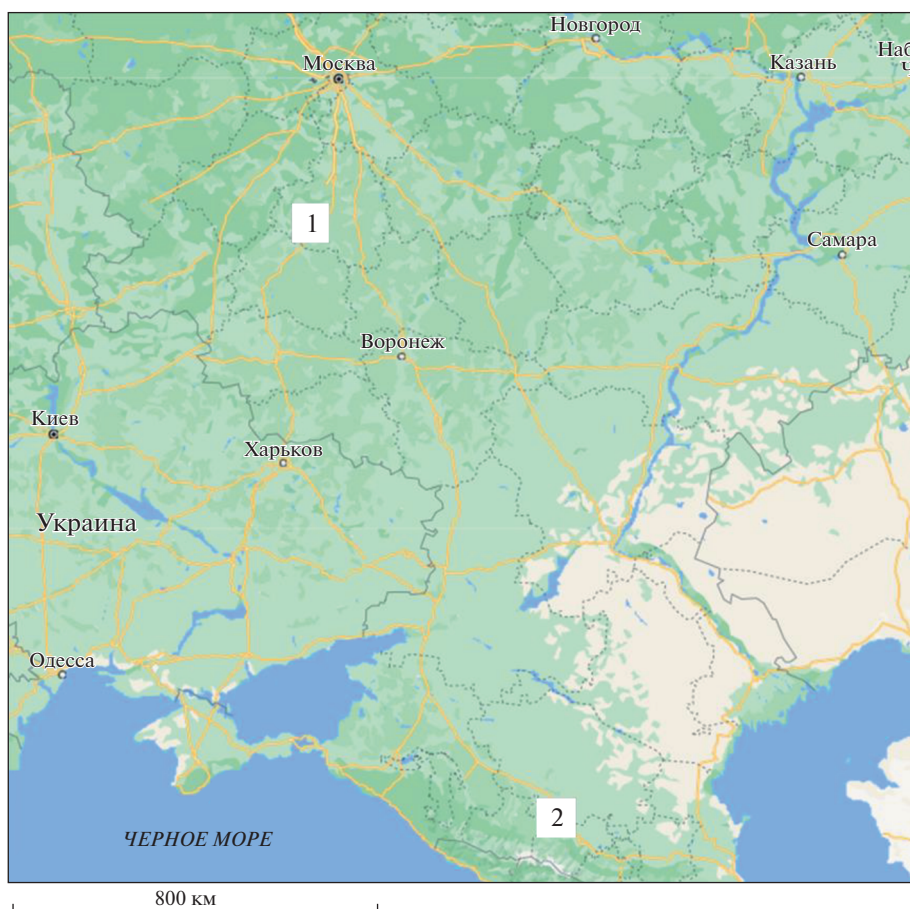


Рис. 1. Расположение тестовых полей (1 – Стрелецкое, 2 – Белокаменское).

жения компонентов структуры почвенного покрова (СПП), базовых свойств [10, 15] или агропроизводственной группировки почв [12]). Достаточно полный обзор количественных методов оценки разнообразия почвенного покрова и контрастности приведен в статье [9].

Необходимо отметить, что оценка качества почв в целом не может быть безотносительной. Качество почв для строительства домов с подвалами не то же самое, что качество почв под поля для гольфа [20].

В последние годы делаются попытки использования спутниковых данных для оценки контрастности почвенного покрова пашни. Так, показаны возможности использования спутниковых данных MODIS [2]. Но предложенные подходы могут быть использованы лишь для достаточно грубых оценок для очень крупных полей (размером более 1–2 км²).

Анализ качества почв по вегетационному индексу NDVI был использован с целью кадастровой оценки земель [7].

Предложен подход, основанный на использовании более детальной спутниковой информации (пространственное разрешение 10 м на местности),

но он базируется на данных, полученных лишь за 2 срока и с использованием региональных экспертных шкал, что существенно уменьшает кондиционность получаемых оценок [14].

В развитие этих работ нами предложен новый метод для оценки частной агрономической контрастности почвенного покрова пахотных угодий, который целиком базируется на использовании спутниковых данных.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

В качестве тестовых участков использовались 2 пахотных поля: одно в Тульской области (Стрелецкое – 53°48′25.65″ N, 36°45′46.24″ E, площадью 63 га) и другое – в Кабардино-Балкарской Республике (Белокаменское – 43°52′51.13″ N, 42°58′14.73″ E, площадью около 15 га) (рис. 1).

Оба поля характеризуются достаточно контрастным почвенным покровом и охватывают как водораздельные пространства, так и склоны. В качестве основы для анализа использовались почвенные карты хозяйств исходного масштаба 1 : 10000, созданные региональными институтами ГИПРОЗЕМ

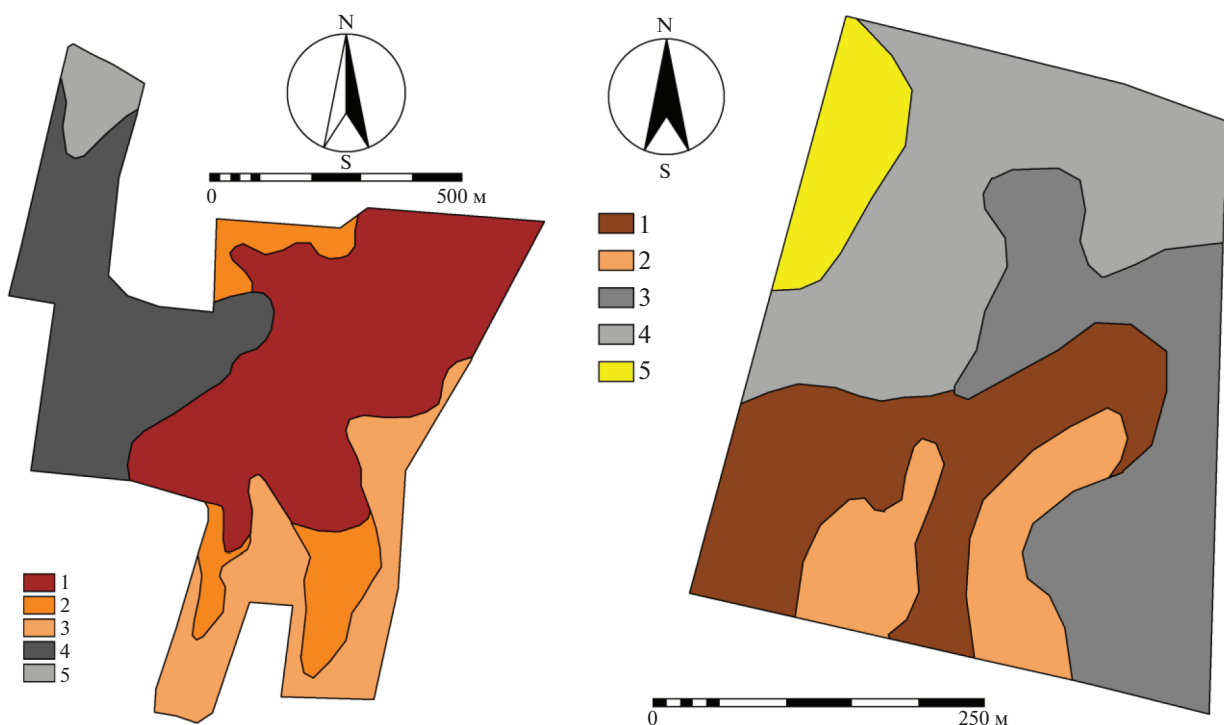


Рис. 2. Почвенные карты тестовых полей (слева – Стрелецкое, справа – Белокаменское) (условные обозначения см. табл. 1).

в конце 80-х годов прошлого века. Исходные бумажные карты были векторизованы и границы почвенных контуров скорректированы по космическим снимкам высокого разрешения (WorldView-2). Коррекция проведена лишь для границ сильно- и среднеэродированных почв, которые достаточно надежно визуальнo дешифрируются по синтезированному спутниковому изображению (каналы 2, 3 и 5 WorldView-2). На рис. 2 показаны скорректированные почвенные карты полей.

Для оценки использовали спутниковые данные Sentinel-2 (<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-2>). Пространственное разрешение данных составляет 10 м на местности. Данные предварительно прошли атмосферную коррекцию с использованием пакета SNAP.

Были отобраны все сцены с изображением посевов, доступные для территории тестовых участков с 2015 по 2020 гг. (20 сцен для участка Стрелецкое и 18 сцен для участка Белокаменское). Не отбирались сцены, где было невозможно уверенно сказать, что на полях присутствуют посевы или сцены, на которых лишь какая-то часть поля обработана.

Необходимо отметить, что период в 6 лет достаточен на большинстве территорий в России, чтобы охватить все культуры используемого на поле севооборота.

На основе этих данных были рассчитаны величины индекса NDVI по общепринятому методу [24]. О возможности использования величины сезонного максимума NDVI как индикатора надземной фитомассы написано достаточно большое количество научных публикаций (например, [18]).

Известно, что NDVI не является идеальным показателем состояния посевов и надземной фитомассы. Это связано как с так называемым “насыщением” этого индекса при высокой сомкнутости посевов и его выхода на плато, так и с влиянием отражательных свойств поверхности почв на его величину при низкой сомкнутости посевов [19, 21]. Насыщение NDVI, как правило, достигается при очень высокой густоте посевов и очень высокой урожайности культур, что для региона исследований не характерно. Влияние отражательной способности почв на величину NDVI теоретически возможно для посевов пропашных культур, а также на ранних стадиях фенологического развития посевов всех культур.

Последовательность исследований приведена на рис. 3. Для оценки неоднородностей посевов и их связи с почвами проводился статистический анализ величин NDVI, агрегированных для отдельных контуров почв. Сначала для каждой даты оценивали нормальность распределения NDVI пикселей спутникового изображения в пределах каждого почвенно-картографического выдела за каждый

Таблица 1. Почвы тестовых полей

| Обозначение почв (на рисунках и в таблицах) | Почва | Гранулометрический состав | Почвообразующая порода | |
|---|---------------------|--|-------------------------------|---------------------------|
| Стрелецкое | | | | |
| 1 | Л ₃ | Темно-серая лесная | Тяжелосуглинистый | Покровные суглинки |
| 2 | Л ₃ ↓ | Темно-серая лесная слабосмытая | Тяжелосуглинистый | Покровные суглинки |
| 3 | Л ₃ ↓↓ | Темно-серая лесная среднесмытая | Тяжелосуглинистый | Покровные суглинки |
| 4 | ч ^в | Чернозем выщелоченный | Тяжелосуглинистый | Покровные суглинки |
| 5 | ч ^в ↓ | Чернозем выщелоченный слабосмытый | Тяжелосуглинистый | Покровные суглинки |
| Белокаменское | | | | |
| 1 | Гч ^в ↓ | Горный чернозем выщелоченный малогумусный среднемощный слабодефлированный слабосмытый | Среднеглинистый | Карбонатные глины |
| 2 | Гч ^в ↓↓ | Горный чернозем выщелоченный малогумусный среднемощный слабодефлированный среднесмытый | Среднеглинистый | Карбонатные глины |
| 3 | Гч ^т | Горный чернозем типичный тучный среднемощный слабодефлированный | Легкоглинистый слабощебнистый | Элюво-делювий известняков |
| 4 | Гч ^т ↓ | Горный чернозем типичный тучный среднемощный слабодефлированный слабосмытый | Легкоглинистый слабощебнистый | Элюво-делювий известняков |
| 5 | Гч ^т ↓↓↓ | Горный чернозем типичный тучный среднемощный слабодефлированный сильносмытый | Легкоглинистый слабощебнистый | Элюво-делювий известняков |

срок съемки с использованием теста Колмогорова-Смирнова для одной выборки в пакете Statistica 6. Для поля Стрелецкое было проведено 140 тестов на нормальность, а для поля Белокаменское 108 тестов. Оказалось, что значения NDVI распределены по нормальному закону в 134 случаях для поля Стрелецкое и в 106 случаях для поля Белокаменское. В остальных случаях распределение отличалось от нормального, что во всех случаях было связано с тем, что изображение было получено непосредственно в момент проведения на поле агротехнических мероприятий. Изображения за эти даты были исключены из дальнейшего анализа.

После этого для каждой даты съемки анализировали попарное сходство массивов пикселей NDVI для каждого почвенно-картографического выдела и определялось, принадлежат ли они к одной генеральной совокупности или нет, по критерию Стьюдента (t). Далее оценивали изменение результатов попарного сравнения во времени (от одной даты съемки к другой). Если, к примеру, NDVI двух почвенно-картографических выделов были схожи ($t 0.05$) для всех дат съемки, то контрастность почв выделов принималась за мини-

мальную. Если, наоборот, они были статистически различны для всех дат, то контрастность этих почв оценивалась как максимальная. Принимая эти значения за 0 и 1, все остальные случаи пропорционально ранжировались между ними. Таким образом были рассчитаны коэффициенты попарной контрастности почв (K_s).

После анализа попарной контрастности почв, оценивали контрастность почвенного покрова поля в целом. В качестве базового был использован подход, предложенный Годельманом [1]. В слегка модифицированном виде его можно представить следующим образом:

$$K_f = \frac{\sum(K_s_i \times ДГ_i)}{\sum ДГ_i},$$

где: K_f – коэффициент контрастности почвенного покрова поля; K_s – коэффициент попарной контрастности почв на поле; ДГ – доля границ между почвами с разным значением K_s на поле.

В соответствии с этим подходом сначала в ГИС вычислялась длина границ на почвенной карте внутри поля. Границе между двумя почвами с K_s , например, X, приписывалась именно эта величина контрастности (результат попарного сравнения двух почв). Затем суммировалось произ-

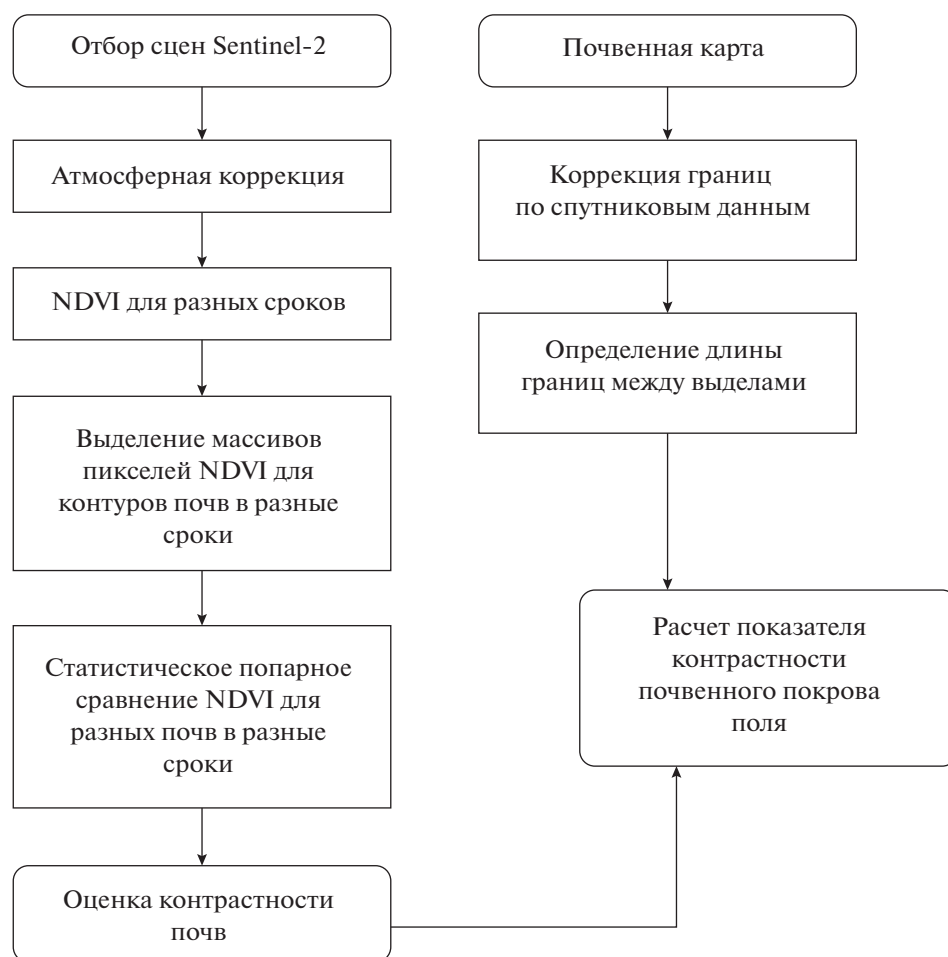


Рис. 3. Последовательность анализа контрастности почвенного покрова поля.

ведение длины границ на приписанную им контрастность и рассчитывалась средняя взвешенная величина контрастности границ для поля, которая и служила в качестве индикатора (коэффициента) контрастности почвенного покрова поля (K_f).

Для работы с картами и спутниковыми изображениями использовали пакет прикладных программ ILWIS v.3.3. Статистический анализ данных выполнен с использованием пакета Statistica 6.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ полученных результатов показал, что варьирование NDVI как в контурах отдельных почв, так и по полю в целом достаточно велико и сильно меняется в зависимости от даты съемки. На рис. 4 приведены примеры гистограмм NDVI для отдельных контуров почв тестовых полей. Всего было построено 134 таких гистограммы для поля Стрелецкое и 106 гистограмм для поля Белокаменское.

Отклонения от преобладающих значений NDVI в каждом контуре почвенной карты могут быть

связаны с засоренностью посевов [5, 26], а также с погрешностями в проведении агротехнических мероприятий (неравномерным посевом, внесением удобрений, разворотами техники на полях и т. п.) [4, 17]. Также одной из причин может быть пространственная неоднородность агрономически важных свойств почв, которые не всегда или с недостаточной точностью отражаются на почвенных картах [5]. Это хорошо видно на рис. 5, где пространственная неоднородность NDVI не совпадает с границами контуров почвенной карты.

Результаты анализа отличия NDVI пикселей для отдельных почвенных контуров для разных дат съемки приведены в табл. 2 и 3. Именно долю случаев статистически достоверного отличия двух выборок NDVI (при попарном сравнении контуров почв) мы рассматриваем как вариант попарного коэффициента контрастности между почвами.

На поле Стрелецкое наиболее контрастными являются черноземы выщелоченные слабосмытые с темно-серыми лесными почвами и пара темно-серые лесные – темно-серые лесные среднесмытые почвы ($K_s = 0.55$). Наименее контрастными оказа-

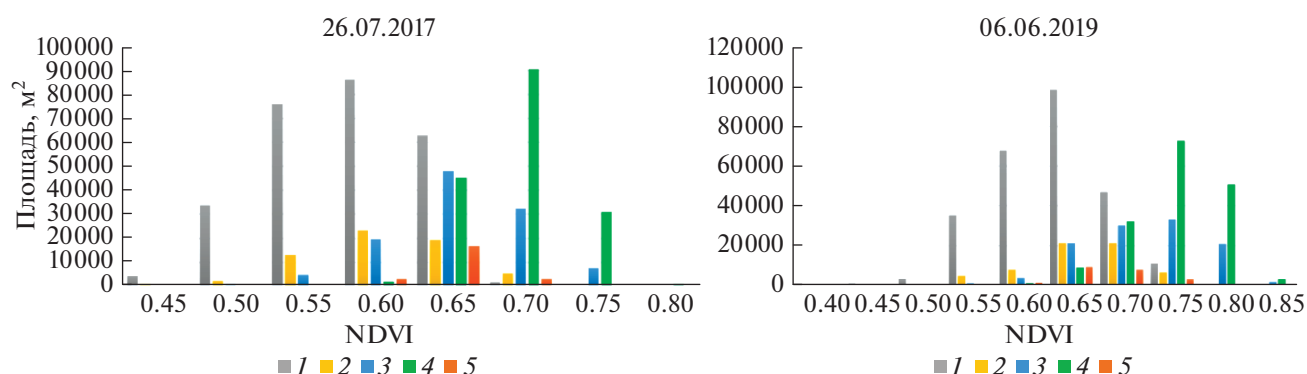


Рис. 4. Пример гистограмм NDVI для выделов почв на участке Стрелецкое.

лись пары черноземы выщелоченные – темно-серые лесные среднесмытые почвы и черноземы выщелоченные слабосмытые – темно-серые лесные среднесмытые почвы ($K_s = 0.10$).

На поле Белокаменское наиболее контрастными являются горные черноземы типичные с их сильносмытым вариантом ($K_s = 0.89$), а также пары горные черноземы выщелоченные слабосмы-

тые – сильносмытые ($K_s = 0.78$) и горные черноземы выщелоченные слабосмытые – горные черноземы типичные сильносмытые ($K_s = 0.78$). Наименее контрастными между собой оказались пары сильносмытых почв ($K_s = 0.22$).

Как следует из представленных данных, не всегда посе́вы на почвах, которые попадают даже в разные агрогруппы, различаются по NDVI, и

Таблица 2. Попарное статистически значимое ($p < 0.05$) отличие NDVI отдельных выделов почв для участка Стрелецкое (1 – есть отличие)

| Дата | Ч ^в ~Ч ^в ↓ | Ч ^в ~Л ₃ | Ч ^в ~Л ₃ ↓ | Ч ^в ~Л ₃ ↓↓ | Ч _в ↓~Л ₃ | Ч ^в ↓~Л ₃ ↓ | Ч ^в ↓~Л ₃ ↓↓ | Л ₃ ~Л ₃ ↓ | Л ₃ ~Л ₃ ↓↓ | Л ₃ ↓~Л ₃ ↓↓ |
|------------|----------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|
| 26.08.2015 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| 12.09.2016 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| 26.07.2017 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 |
| 05.08.2017 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 |
| 24.09.2017 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 17.09.2018 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| 22.09.2018 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 17.10.2018 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| 22.10.2018 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| 16.11.2018 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 23.11.2018 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 22.04.2019 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| 25.04.2019 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 06.06.2019 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| 11.06.2019 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| 19.06.2019 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| 20.08.2019 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| 28.08.2019 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| 10.06.2020 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| 18.06.2020 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K_s | 0.30 | 0.50 | 0.35 | 0.10 | 0.55 | 0.20 | 0.10 | 0.30 | 0.55 | 0.25 |

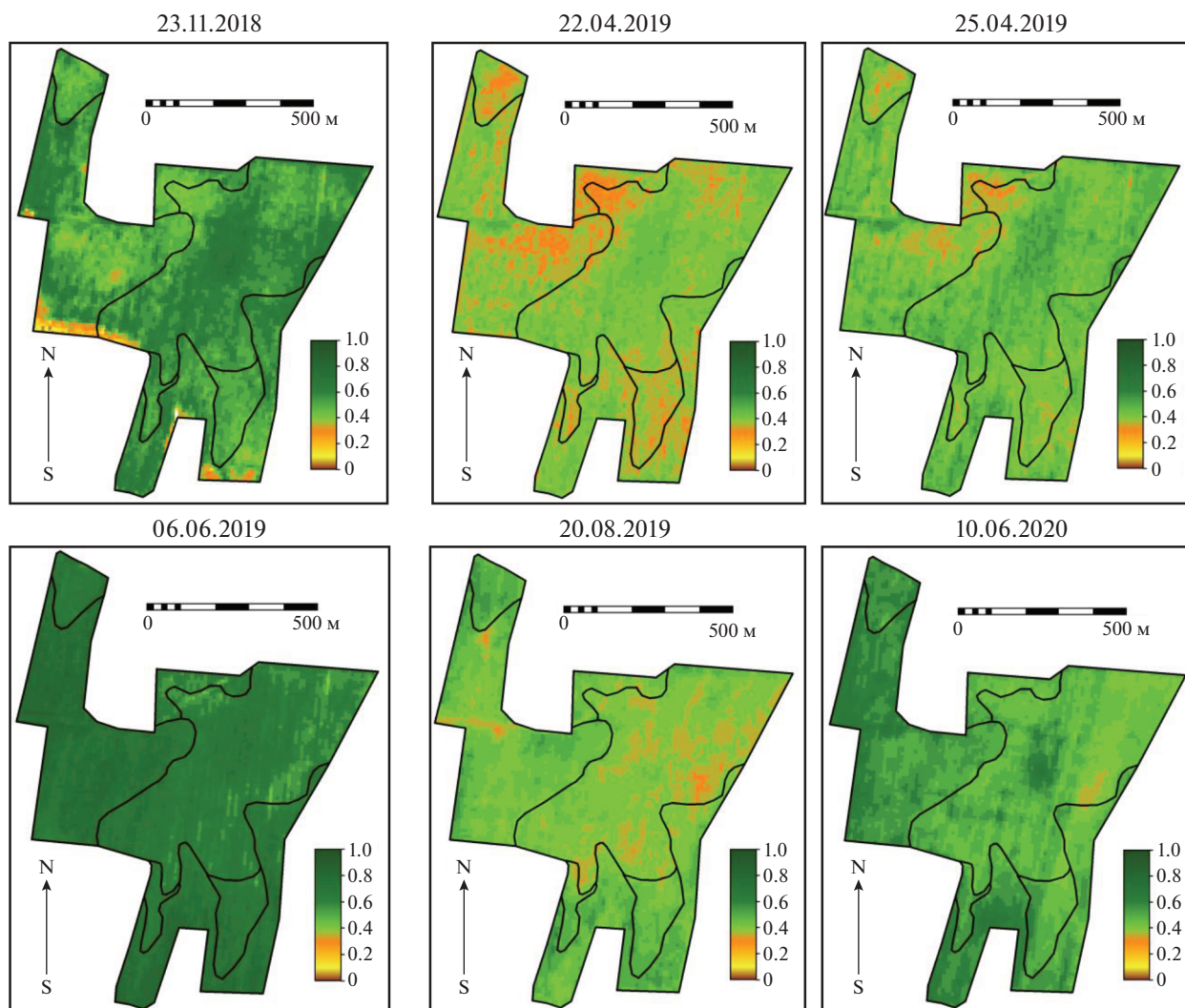


Рис. 5. Пример пространственных неоднородностей NDVI на участке Стрелецкое в разные даты (границы контуров почвенной карты показаны черными линиями).

наоборот, во многих случаях различия присутствуют даже на почвах, близких по их положению в классификации почв. Скорее всего это связано с тем, что NDVI отражает комплексное влияние всех факторов на посевы: не только почв, но и метеорологических условий конкретного сезона и особенностей агротехники возделывания культур. Например, в середине вегетационного сезона и при благоприятных метеорологических условиях влияние неоднородностей почв на NDVI может быть минимальным [23]. Также оно становится минимальным перед уборкой, когда NDVI посевов в большей степени может определяться сорной растительностью [6]. Но, как справедливо отмечено [2], наиболее контрастные компоненты почвенного покрова обычно проявляются и при неблагоприятных метеоусловиях, и во второй половине вегетационного сезона.

Необходимо также обратить внимание на то, что в предложенном подходе влияние на результат может оказать и количество доступных спутниковых данных [22]. В настоящее время спутниковые данные Sentinel-2 теоретически можно получать с периодичностью одно изображение в несколько суток. И при благоприятной погоде можно найти 2–3 изображения, полученные в течение 10 дней. Оценка различий в NDVI на каждом из этих изображений может быть очень близка друг к другу. В зависимости от использования в анализе всех этих изображений или только одного из них, величина K_s будет немного изменяться. Но наши исследования показали, что на выявление и ранжирование контрастных пар почв на конкретном поле это не влияет. В перспективе должно быть установлено правило, что отбираемые для анализа изображения должны иметь разницу во времени

Таблица 3. Попарное статистически значимое ($p < 0.05$) отличие NDVI отдельных выделов почв для участка Белокаменское (1 – есть отличие)

| Дата | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ |
|------------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ | $\sim \Gamma_{\text{Ч}_B \downarrow \sim}$ |
| 27.08.2015 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 |
| 01.08.2016 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| 16.08.2016 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| 27.07.2017 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| 13.08.2017 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| 15.09.2017 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| 27.06.2018 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| 06.08.2018 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 15.05.2019 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| 07.07.2019 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 |
| 29.07.2019 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 |
| 05.10.2019 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| 20.10.2019 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| 23.06.2020 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| 03.07.2020 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| 16.07.2020 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| 30.08.2020 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 13.11.2020 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| <i>Ks</i> | 0.78 | 0.67 | 0.44 | 0.78 | 0.72 | 0.50 | 0.22 | 0.50 | 0.89 | 0.56 |

съемки не менее 10 дней. При нормальном развитии растений те изменения, которые происходят за более короткие сроки по данным дистанционного зондирования практически не выявляются. Именно поэтому все наиболее развитые спутниковые системы сельскохозяйственного мониторинга имеют именно этот временной шаг [18].

Попарное сравнение NDVI посевов на пахотных почвах позволяет ранжировать пары почв по их контрастности. Но для оценки контрастности почвенного покрова поля этого недостаточно. Если, к примеру, одна из почв контрастной пары занимает лишь небольшую площадь на поле, то это вряд ли сильно повлияет на его качество для возделывания сельскохозяйственных культур. Это означает, что для оценки контрастности почвенного покрова поля необходимо учитывать и распространение на нем почв.

Пример подобной оценки контрастности почвенного покрова для тестовых полей на основе метода Годельмана [1] приведен в табл. 4.

Основным отличием нашего подхода является способ получения данных о попарной контрастности почв на основе не свойств почв, как это предложено в [1], а на основе анализа NDVI посевов в динамике.

Таким образом, в предложенном подходе контрастность почвенного покрова поля оценивается через долю средневзвешенной длины границ с учетом попарной контрастности от общей длины границ между почвами на поле. В нашем примере почвенный покров поля Белокаменское оказался почти в 2 раза более контрастным, чем почвенный покров поля Стрелецкое. Необходимо отметить, что подобные оценки контрастности почвенного покрова полей, конечно же, отражают контрастность почвенного покрова поля по агрономически важным свойствам почв. Но на них также оказывает влияние (помимо свойств почв) и специфика севооборота и агротехники на поле, а также метеорологические условия сезона вегетации. То есть, в нашем случае оценка контрастности почвенного покрова поля является комплексной величиной, а не просто оценкой контрастности почв по их отдельным свойствам. Это является преимуществом перед традиционными способами оценки контрастности почв и почвенного покрова [1, 13, 15] для сельскохозяйственных целей, так как позволяет получать результаты оценки контрастности почвенного покрова полей именно с позиции реального состояния посевов сельскохозяйственных культур, которое и от-

Таблица 4. Расчет коэффициента контрастности тестовых полей

| Пары почв | Д, м | K_s | $D \times K_s$ | K_f |
|--|------|-------|----------------|-------|
| Участок Белокаменское | | | | 0.63 |
| $\Gamma\text{Ч}_B \downarrow \sim \Gamma\text{Ч}^T \uparrow$ | 299 | 0.67 | 200.57 | |
| $\Gamma\text{Ч}_B \downarrow \downarrow \sim \Gamma\text{Ч}^T \downarrow \downarrow$ | 198 | 0.72 | 142.65 | |
| $\Gamma\text{Ч}^T \uparrow \sim \Gamma\text{Ч}^T \downarrow$ | 421 | 0.5 | 210.60 | |
| $\Gamma\text{Ч}_B \downarrow \sim \Gamma\text{Ч}^T \downarrow$ | 166 | 0.44 | 73.04 | |
| $\Gamma\text{Ч}^T \downarrow \sim \Gamma\text{Ч}^T \downarrow \downarrow$ | 269 | 0.5 | 134.38 | |
| $\Gamma\text{Ч}_B \downarrow \sim \Gamma\text{Ч}_B \downarrow \downarrow$ | 671 | 0.78 | 523.25 | |
| Всего: | 2024 | | 1284.48 | |
| Участок Стрелецкое | | | | 0.37 |
| $\text{Ч}^B \sim \text{Ч}^B \downarrow$ | 333 | 0.3 | 99.79 | |
| $\text{Ч}^B \sim \text{Л}_3$ | 545 | 0.5 | 272.50 | |
| $\text{Ч}^B \sim \text{Л}_3 \downarrow$ | 80 | 0.35 | 28.06 | |
| $\text{Л}_3 \sim \text{Л}_3 \downarrow$ | 810 | 0.3 | 242.86 | |
| $\text{Л}_3 \sim \text{Л}_3 \downarrow \downarrow$ | 749 | 0.55 | 412.09 | |
| $\text{Л}_3 \downarrow \sim \text{Л}_3 \downarrow \downarrow$ | 1148 | 0.25 | 286.93 | |
| Всего: | 3664 | | 1342.24 | |

Примечание. Д – длина границ между выделами почв в метрах, K_s – попарный коэффициент контрастности между почвами поля, $D \times K_s$ – их произведение, K_f – коэффициент контрастности почвенного покрова поля (доля средневзвешенной длины границ с учетом попарной контрастности почв от общей длины границ между почвами на поле).

ражает NDVI. Подобные оценки используют анализ состояния посевов через NDVI в качестве индикатора контрастности почвенного покрова полей. При этом косвенно учитываются как особенности агротехники возделывания культур на конкретном поле, используемый севооборот, так и метеорологические условия в течение сезона вегетации. Все эти факторы в традиционных подходах не принимаются во внимание, так как в них в лучшем случае анализируется классификационное положение почв или их агропроизводственная группировка, которая также достаточно схематична для оценок на уровне отдельных сельскохозяйственных культур и их сортов.

В настоящее время уже накоплен достаточно большой архив спутниковых данных Sentinel 1-2, который позволяет использовать предложенный подход для анализа на любом поле России. В перспективе процесс оценки легко формализуем, что позволит их осуществлять и периодически обновлять в полностью автоматизированном режиме без проведения полевых работ.

С нашей точки зрения все это существенно увеличивает практическую значимость оценок контрастности почвенного покрова. Многие агротехнические мероприятия, особенно в рамках систем точного земледелия или адаптивно-ландшафтных систем земледелия, требуют точных знаний о контрастности почвенного покрова на конкретных полях. Чем поле однородней по составу почв, тем лучше (более эффективно экономически и менее опасно экологически) оно для использования в системах точного земледелия и системах адаптивно-ландшафтного земледелия. Альтернативные способы получения подобной информации на основе традиционных методов картографирования почв и структуры почвенного покрова [3, 12] требуют значительных по объему полевых и аналитических работ, тогда как в предложенном подходе используется, по сути, лишь анализ архивов спутниковых данных, которые распространяются бесплатно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен новый метод оценки контрастности почвенного покрова пахотных угодий.

В основе метода лежит анализ спутниковых данных о вегетационном индексе NDVI, полученных несколько раз за сезон вегетации за последние 6 лет. На основе попарной оценки контрастности почв по спутниковым данным и протяженности границ между в различной степени контрастными почвами предложено оценивать контрастность почвенного покрова поля в целом.

Апробация разработанного подхода на примере двух тестовых полей показала их перспективность и возможность в перспективе создания системы автоматизированной дистанционной технологии анализа контрастности почвенного покрова полей с целью оперативной, малозатратной и объективной оценки их качества для использования в растениеводстве, и при внедрении систем точного и адаптивно-ландшафтного земледелия. Подобные исследования должны в перспективе привести к ранжированию и соответствующей классификации контрастности почвенного покрова полей, что мы рассматриваем в качестве следующего этапа исследований в данном направлении.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке Программы стратегического академического лидерства РУДН (ИЮС, ЕВС, ДЕК – анализ контрастности полей в ГИС) и Программы развития научных центров мирового уровня (соглашение с Минобрнауки России № 075-15-2020-909, ИЮС – анализ спутниковых данных).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Годельман Я.М.* Неоднородность почвенного покрова и использование земель. М.: Наука, 1981. 198 с.
2. *Кирьянова Е.Ю., Савин И.Ю.* Неоднородность посевов, определяемая по спутниковым данным MODIS, как индикатор контрастности почвенного покрова // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2013. № 3. С. 36–39.
3. *Кирюшин В.И.* Агрономическое почвоведение. СПб.: Квадро, 2013. 686 с.
4. *Матвеев Д.А., Воронаев В.В., Якушев В.В., Блохин Ю.И., Блохина С.Ю., Митрофанов Е.П., Петрушин А.Ф.* Состояние и перспективы создания новых методов количественной оценки внутриполевой изменчивости в точном земледелии // Агрофизика. 2020. № 1. С. 59–70.
5. *Савин И.Ю.* Пространственные аспекты прикладного почвоведения // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2020. № 101. С. 5–18.
6. *Савин И.Ю., Докукин П.А., Вернюк Ю.И., Жоголев А.В.* О влиянии засоренности на NDVI посевов ярового ячменя, определяемый по спутниковым данным MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 3. С. 185–195.
7. *Савин И.Ю., Танов Э.Р., Харзинов С.* Использование вегетационного индекса NDVI для оценки качества почв пашни (на примере Баксанского района Кабардино-Балкарии) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. № 77. С. 51–65.
8. *Савин И.Ю., Шишконокова Е.А., Прудникова Е.Ю., Виндекер Г.В., Грубина П.Г., Шарычев Д.В., Щепотьев В.Н., Вернюк Ю.И., Жоголев А.В.* О влиянии засоренности посевов озимой пшеницы на их спектральную отражательную способность // Сельскохозяйственная биология. 2020. Т. 55. № 1. С. 53–65.
9. *Смирнова М.А., Геннадиев А.Н.* Количественная оценка почвенного разнообразия: теория и методы исследования // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2017. № 4. С. 3–11.
10. *Змоленцев Б.А., Соколова Н.А., Сапрыкин О.И.* Оценка неоднородности почвенного покрова разных гипсометрических уровней Барабинской низменности // Вестник НГАУ (Новосибирский государственный аграрный университет). 2017. № 1. С. 122–129.
11. Толковый словарь по почвоведению. М.: Наука, 1975.
12. *Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. 234 с.
13. *Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984. 234 с.
14. *Чащин А.Н., Васильев А.А.* Использование данных дистанционного зондирования для характеристики почвенного покрова обрабатываемых полей (Пермский край, на примере СПК “Правда”) // АгроЭко-Инфо. 2020. № 4. http://agroecoinfo.narod.ru/journal/STATYI/2020/4/st_427.pdf
15. *Юодис Ю.К.* О структуре почвенного покрова Литовской ССР // Почвоведение. 1967. № 11. С. 50–56.
16. *Якушев В.В.* Точное земледелие: теория и практика. СПб.: ФГБНУ АФИ, 2016. 364 с.
17. *Якушев В., Петрушин А., Матвеев Д., Блохина С., Канаиш Е., Якушев В.* Новый метод количественной оценки внутриполевой изменчивости по оптическим характеристикам посевов для точного земледелия // Вестник российской сельскохозяйственной науки. 2021. № 2. С. 4–10. <https://doi.org/10.30850/vrnsn/2020/2/4-10>
18. *Atzberger C.* Advances in Remote Sensing of Agriculture: Context Description, Existing Operational Monitoring Systems and Major Information Needs // Remote Sensing. 2013. V. 5. № 2. P. 949–981. <https://doi.org/10.3390/rs5020949>
19. *Baret F., Guyot G.* Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment // Remote Sensing of Environment. 1991. № 35. P. 161–173.
20. *Bünemann E.K., Bongiorno G., Bai Z., Creamer R.E., De Deyn G., de Goede R., Flesskens L., Geissen V., Kuyper T.W., Mäder P., Pulleman M., Sukkel W., van Groenigen J.W., Brussaard L.* Soil quality – A critical review // Soil Biology and Biochemistry. 2018. V. 120. P. 105–125. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.01.030>
21. *Huete A.R., Jackson R.D., Post D.F.* Spectral response of a plant canopy with different soil backgrounds // Remote Sensing of Environment. 1985. № 17. P. 37–53.
22. *Jenice Aroma R., Raimond K.* A review on availability of remote sensing data // IEEE Technological Innovation in ICT for Agriculture and Rural Development (TIAR). Chennai. India. 2015. P. 150–155. <https://doi.org/10.1109/TIAR.2015.7358548>
23. *Prudnikova E., Savin I., Vindeker G., Grubina P., Shishkonakova E., Sharychev D.* Influence of soil background on spectral reflectance of winter wheat crop canopy // Remote Sensing. 2019. V. 11. № 16. P. 1932.
24. *Rouse J.W., Haas R.H., Scheel J.A., Deering D.W.* Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS // Proceedings. 3rd Earth Resource Technology Satellite (ERTS) Symposium. 1974. V. 1. P. 48–62. <https://ntrs.nasa.gov/citations/19740022614>
25. *Schepers J.* Precision agriculture for sustainability // Precision Agriculture. 2019. № 20. P. 1–3. <https://doi.org/10.1007/s11119-018-09627-5>
26. *Thorp K., Tian L.* A Review on Remote Sensing of Weeds in Agriculture // Precision Agriculture. 2004. № 5. P. 477–508. <https://doi.org/10.1007/s11119-004-5321-1>

Assessment of Soil Contrast in Arable Land

I. Yu. Savin^{1,2,*}, E. V. Savenkova², D. E. Kucher², D. A. Tutukova³, and S. A. Berbekov⁴

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

²*Institute of Environmental Engineering of RUDN University, Moscow, 117198 Russia*

³*Agricultural Institute of Kabardino-Balkarian Scientific Center RAS, Nalchik, 360002 Kabardino-Balkarian Republic, Russia*

⁴*Scientific-Educational Center of Kabardino-Balkarian Scientific Center RAS, Nalchik,*

360002 Kabardino-Balkarian Republic, Russia

**e-mail: savin_iyu@esoil.ru*

Knowledge about the heterogeneity of the soil cover of arable land and its impact on crop yields is of great practical importance. One of the main indicators of heterogeneity of soil cover of fields is their contrast. The existing methods of assessment of soil contrast are based on the analysis of their properties, classification position or belonging to a certain agro-group. We proposed a new method for estimating soil contrast of arable lands, which is entirely based on the use of satellite data. We propose to use the pairwise comparison of NDVI values for the soil segments calculated by Sentinel-2 satellite data for the last 6 years for all available scenes with the image of crops as the criterion of contrast. Based on the paired assessment of soil contrast and the length of boundaries between soils with different degrees of contrast, it was proposed to estimate the contrast of the field as a whole. Testing of the developed approaches on the example of two test fields has shown their effectiveness and the possibility in the future to create a system of automated remote technology for analyzing the contrast of the fields in order to prompt, low-cost and independent assessment of their quality.

Keywords: Soil quality assessment, NDVI, Sentinel-2, crop heterogeneity, soil contrast

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КУБАНО-ПРИАЗОВСКОЙ
НИЗМЕННОСТИ В ЭПОХУ БРОНЗЫ И РАННЕГО ЖЕЛЕЗНОГО ВЕКА
НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ¹

© 2021 г. Г. В. Нестерук^а, О. С. Хохлова^б, *, Л. П. Ильина^а, А. Э. Сверчкова^б, К. С. Сушко^а

^а Южный научный центр РАН, пр-т Чехова, 41, Ростов-на-Дону, 344006 Россия

^б Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, 142290 Россия

*e-mail: olga_004@rambler.ru

Поступила в редакцию 02.02.2021 г.

После доработки 30.04.2021 г.

Принята к публикации 27.05.2021 г.

На основании проведенных палеопочвенных исследований получены уточненные данные по направленности изменений климата во второй половине голоцена на территории Кубано-Приазовской низменности, которые дополняют опубликованные результаты. Период атлантического оптимума голоцена сменился в начале III тыс. до н. э. непродолжительным периодом аридизации. В XXVII/XXVI–XXII/XXI вв. до н. э. произошла гумидизация климата, прервавшаяся теплым и сухим периодом, который пришелся на XXII/XXI–XVI вв. до н. э. В раннем железном веке, со второй половины II в. до н. э. до начала II в. н. э., реконструирована резкая аридизация климата, пик которой пришелся на рубеж эр. Палеопочвы второй половины III тыс. до н. э. характеризуются высокой гумусированностью, выщелачиванием карбонатов из верхних горизонтов, пропиткой карбонатным мицелием профиля, наличием прожилок карбонатов, дезинтеграцией или отсутствием белоглазки, зоотурбированностью профиля, что служит признаками гумидных климатических условий. На рубеже эр (вторая половина II в. до н. э.–первая половина II в. н. э.) при увеличении засушливости климата черноземы приобрели черты более южных подтипов, но смены типов и подтипов почв в этот период не произошло.

Ключевые слова: палеопочвы степных ландшафтов, морфологические характеристики почв, гумусовый профиль почв, карбонатный профиль почв, изменение климата

DOI: 10.31857/S0032180X21110095

ВВЕДЕНИЕ

Палеогеографические исследования погребенных почв позволяют проследить динамику развития ландшафтов и климатических условий в различные временные отрезки в прошлом. Погребение почвы в археологических памятниках под культурным слоем или под земляной насыпью курганов консервирует и изолирует ее от влияния внешней среды. Почвенный профиль как архив сохраняет в своих свойствах информацию об основных этапах, стадиях или фазах развития, позволяя проводить палеореконструкции условий среды, выступает памятью экосистем и ландшафтов [32]. Детальные разработки методических и теоретических основ изучения палеопочв и эволюции природной среды в различные исторические и геологические эпохи, развитие

палеопочвоведения по пути перехода из области качественного анализа к количественному при палеореконструкциях актуальны в настоящее время [3]. Ранее методы сравнительно-географического и генетического анализов почвенного профиля позволяли создавать лишь гипотетические дедуктивные схемы эволюции почв, фиксирующие возможность прохождения почвами каких-либо стадий почвообразования. Значительным шагом вперед было развитие информативного почвенно-археологического метода [11, 14].

Большой вклад в развитие археологического почвоведения внес В.А. Демкин, изучавший палеопочвы в течение 40 лет и доказавший значение их как индикаторов динамики природной среды, хранящих информацию о состоянии ландшафтов прошлого. Волго-Донские степи, послужившие для него полигоном исследований, стали эталонным по объему полученного материала и степени его осмысления, позволили провести простран-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по <https://doi.org/10.31857/S0032180X21110095> для авторизованных пользователей.

ственно-временную детализацию особенностей голоценового педогенеза и выявить закономерности динамики палеоэкологических условий в древности и средневековье [12, 13].

Степи России являются важным и интересным объектом для палеоэкологических и палеопочвенных исследований, поскольку на их территории имеется большое количество древних археологических памятников [1, 5, 6, 11, 26]. Нижнедонские степи находятся на контакте двух равнин (Южно-русской степной и Предкавказской), на границе между южно-европейской и восточно-европейской фациями черноземов. Эти регионы характеризуются динамичностью природных процессов и высокой степенью климатической сенсорности почв [11, 12, 29]. К настоящему моменту для зоны открытых ландшафтов Приазовья и Нижнего Дона проведены почвенно-археологические исследования на конкретных памятниках [1, 26–30], в том числе в наших работах [23–25, 39, 40]. Песочиной (2004, 2005, 2014, 2016, 2017) на основании исследований палеопочв разновозрастных археологических памятников, в том числе курганов эпохи бронзы (вторая половина III–II тыс. до н. э.), раннего железа (IV в. до н. э.–I в. н. э.), средневековья (VIII–XII вв. н. э.) и литературных данных разработана концептуальная модель педогенеза на территории Приазовья с середины III тыс. до н. э. по настоящее время, включающая 7 этапов [27–29], согласно которой в эпоху бронзы отмечены фазы гумидного (XX–XVII вв. до н. э.) и аридного (XVI–VII вв. до н. э.) климата. Ранний железный век (**РЖВ**) отмечен наличием периода аридизации от III в. до н. э. до начала I в. н. э.

Согласно Климанову [19], РЖВ характеризовался периодическим чередованием аридных и гумидных климатических условий, что установлено на основании анализа палинологических кривых. Отмечено похолодание (начало II в. до н. э.), потепление (рубеж эр), похолодание (начало II века н. э.) и потепление (начало III века н. э.). Волнообразная динамика климата влияла на процессы почвообразования, приводя к изменениям характеристик гумусового, карбонатного и солевого профилей. По данным антропологического анализа [22] сделан вывод об аридности и континентальности климата донских степей в I–II вв. н. э., что согласуется с данными Л.С. Песочиной.

В связи с некоторым противоречием мнений ученых относительно характеристики климатических условий различных интервалов необходимо уточнение временных границ климатических флуктуаций в РЖВ. Имеющиеся в литературе сведения о свойствах почв и палеоклиматических изменениях в эпоху бронзы и РЖВ разрозненны, иногда неоднозначны, требуют сравнительного анализа и синтеза.

В настоящей работе представлены результаты сравнительного изучения палеопочв археологических памятников и их современных аналогов, проведено обобщение результатов опубликованных работ с целью выявления закономерностей степного почвообразования на территории Кубано-Приазовской низменности для эпох бронзы и в РЖВ.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов исследования выбраны палеопочвы археологических объектов эпохи бронзы, раннего железа и современные фоновые почвы на территории Кубано-Приазовской низменности. Археологические раскопки проводили в Кореновском и Тимашевском районах Краснодарского края, Азовском районе Ростовской области. Палеопочвы Темерницкого и Нижнегниловского городищ изучались на территории г. Ростова-на-Дону, которая в геоморфологическом отношении представляет собой часть Приазовской наклонной равнины, непосредственно граничащей с Кубано-Приазовской низменностью. Район исследований по характеру рельефа представляет собой равнинное пространство с небольшими уклонами поверхности (рис. 1).

Климат района исследования умеренно континентальный, с умеренно холодной зимой с частыми оттепелями и сухим жарким летом. Средняя температура января $-6.1...-4^{\circ}\text{C}$, июля $22.4-3.2^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков изменяется в пределах 472–600 мм, коэффициент увлажнения от 0.5 до 0.7. Преобладает умеренно-засушливый подтип степного ландшафта [9, 31]. Почвообразующие породы в большинстве случаев представлены лёссовидными суглинками и глинами. Грунтовые воды на исследуемых объектах расположены на значительной глубине (более 10 м) и не оказывают существенного влияния на процессы почвообразования. Почвы практически повсеместно распаханы, включая окружающие курганы территории. В пределах города все нарушено в процессе строительства. Естественная растительность представлена разнотравно-типчаково-ковыльной ассоциацией с преобладанием ксерофитных злаков ковылей (*Stipa lessingiana*, *S. capillata*, *S. ucrainica*) и типчака (*F. valesiaca*). Среди разнотравья широко представлены донник *Melilotus officinalis* (L.) Pall., зверобой *Hypericum perforatum* (L.), тимофеевка луговая (*Phleum pratense* L.) и др. Имеются лесополосы и байрачные леса с доминированием тополя *Populus* и акации белой *Robinia pseudoacacia*.

Палеопочвы бронзового века исследовали под курганом 6 в курганной группе Высочино VI/VIII ($47^{\circ}0'58.42''\text{ N}$, $39^{\circ}33'39.19''\text{ E}$; фоновая почва – $47^{\circ}0'59.10''\text{ N}$, $39^{\circ}33'43.74''\text{ E}$); курганом 1 в могильнике Дядьковский XXXIV ($45^{\circ}32'7.22''\text{ N}$,

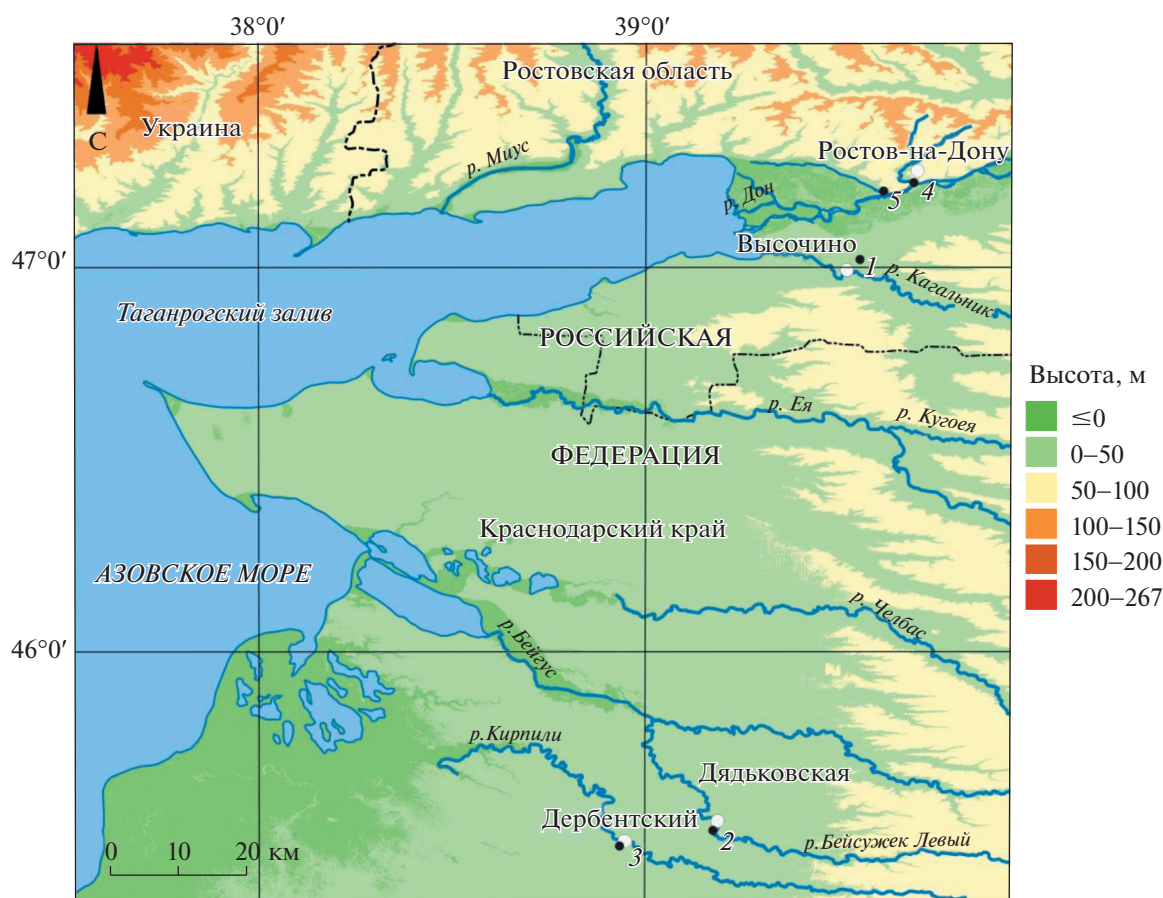


Рис. 1. Местоположение объектов исследования (черные точки): курганы в могильниках: 1 – Высочино VI/VIII, 2 – Дядьковский XXXIV, 3 – 27 насыпей у х. Дербентский; древние городища: 4 – Темерницкое, 5 – Нижнегниловское.

39°10'45.01" E, фоновая почва – 45°31'53.85" N, 39°11'3.10" E); курганом 27 в могильнике 27 насыпей у хутора Дербентский (45°30'23.1" N, 38°57'11.4" E, фоновая почва – 45°30'26.70" N, 38°56'59.30" E). Раннежелезный век представлен палеопочвами, погребенными под каменными и земляными конструкциями древних поселений меотской культуры, которые располагались на территории современного г. Ростова-на-Дону: Темерницкого (47°12'55.5" N, 39°42'1.1" E) и Нижнегниловского (47°11'37.9" N, 39°37'18.4" E) городищ. Изучали разрезы фоновых почв – современных аналогов погребенных почв на территории трех курганных могильников. Для почв Темерницкого и Нижнегниловского городищ из-за антропогенной нарушенности (распашки, городской застройки) современных почв микрорайона города, в котором располагались объекты как фон выбрали почву на 86-летней залежи на территории заказника “Степь Приазовская” (47°16'38.6" N, 39°19'37.4" E). Согласно ранее проведенным исследованиям [24, 25, 33], почва данной залежи представлена черноземом сегрегационным постагрогенным среднетяжелосуглинистым на

лёссовидном суглинке, который сформирован в сходных с изучаемыми палеопочвами городищ литолого-геоморфологических условиях, а также по морфологическому строению, параметрам гумусового и карбонатного профиля и другим почвенным показателям соответствует зональным почвам.

Курган 6 курганной группы Высочино VI/VIII был сооружен представителями ямной культуры (XXVIII в. до н. э., ранняя бронза) и расположен к северу от с. Высочино, на приводораздельном склоне северной экспозиции. Курган 1 в могильнике Дядьковский XXXIV сооружен представителями новотиторовской культуры (XXVII/XXVI–XXII/XXI вв. до н. э., ранний бронзовый век) – скотоводческим населением. Этот курган расположен на перпендикулярном к руслу р. Левый Бейсужек гребнеобразном повышении второй надпойменной террасы, прорезаемый широкими ложбинами на севере и юге от археологического памятника.

Курган 27 курганного могильника, “27 насыпей у хутора Дербентский”, приурочен ко второй выровненной надпойменной террасе р. Кирпили. В нем вскрыто единственное погребение северокавказской культуры позднего этапа средней

бронзы (XXV–XXIII вв. до н. э.), которая является смесью двух культур: поздней ямной и поздней новотиторской. Два последних кургана попали в зону строительных работ газопровода Каневская–Усть-Лабинск и были раскопаны в охранных целях. Раскопы в пределах меотских Темерницкого (начало II в. н. э.) и Нижнегниловского (конец II в. н. э.) городищ приурочены ко вторым надпойменным террасам рек Темерник и Мертвый Донец, относящихся к бассейну р. Дон. Раскопки велись в охранных целях из-за распространения современной городской застройки на территории древних городищ.

Основным методом исследования в работе был почвенно-археологический, предполагающий сопряженное изучение современных почв и палеопочв разновозрастных объектов, время сооружения которых определяли методами археологии (типологический подход). Типологическое датирование предполагает определение даты исследуемого комплекса (памятника, слоя и др.) на основе наличия в его составе предметов с уже установленной датировкой и составлении типологических рядов. Такой подход точнее инструментальных методов датирования, включая радиоуглеродный [20], особенно для памятников РЖВ и средневековья [9, 32, 34].

Археологические раскопки проводили при совместном участии сотрудников Южного научного центра РАН, ЗАО НПО “Наследие Дона” и Научно-исследовательского центра по сохранению культурного наследия, г. Саратов. Выполняли полевое макроморфологическое описание разрезов. Гранулометрический состав почв определяли методом Н.А. Качинского в модификации С.И. Долгова и А.И. Личмановой, содержание органического вещества – по И.В. Тюрину в модификации В.Н. Симакова, рН водный при соотношении почва : вода 1 : 5 – потенциметрически при помощи рН-метра-иономера “Эксперт-001”, карбонаты методом С.А. Кудрина, подвижные формы фосфора – Мачигина [1]. Номенклатура исследованных почв приведена в соответствии с классификацией почв России [18] и по WRB [37]. Анализ водной вытяжки и определение подвижного фосфора проводили для четырех почвенных разрезов объектов Высочино и Дядьковский общепринятыми методами [1].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфолого-генетические свойства палеопочв и фоновых почв. Курган Высочино VI/VIII. Вскрытые под курганом палеопочвы на западной и восточной стенках раскопа отличаются сильная степень зоотурбированности, обилие кротовин, нечетко выраженные переходы между горизонтами, языковатая нижняя граница гумусового горизонта. Профиль палеопочвы разреза восточной стенки

(рис. 2) погребен под слоем глины при сооружении рва. Общая мощность перекрывающей толщи 60 см. Мощность гумусового профиля ([AUca] + [ABca]) палеопочвы 35–37 см, в нем с глубины 14 см прослеживается псевдомицелий. Отмечено вскипание от 10%-ной HCl как курганной насыпи, так и погребенной почвы по всей глубине профиля. При сооружении кургана поверхность погребенной почвы была срезана, о чем свидетельствует наличие дерновых блоков в его конструкции.

Разрез современной фоновой почвы заложен на пашне в 70 м от кургана. Пахотный горизонт трещиноват, не превышает 25 см. Мощность гумусовых горизонтов (48 см) больше, чем в погребенной почве. В гумусовых горизонтах отмечен псевдомицелий. Вскипание от 10%-ной HCl наблюдается по всему профилю. В карбонатно-аккумулятивном горизонте много белоглазки и карбонатных прожилок.

Для гумусовых горизонтов почв, как погребенной, так и фоновой, обычны заполнения корне- и червеходов гумусированным веществом, трещины усыхания и червороины, заполненные более светлым материалом, а также появление мицелия в нижней части горизонта [AUca] (AUca).

Белоглазка в горизонте [BCanc] палеопочвы имеет диаметр до 0.8 см и четкие очертания, встречается нечасто. В фоновой почве ее размер (до 1.5 см) и количество увеличиваются, белоглазка имеет нечеткие расплывчатые границы с вмещающей почвенной массой. В профиле обеих почв встречаются карбонатные прожилки и псевдомицелий, скопления гипса не обнаружено. Признаки призматичности нижних горизонтов особенно хорошо выражены в палеопочве. Фоновую почву отличают глянec и ржавые пятна на гранях структурных отдельностей, а также единичные вкрапления Fe-Mn конкреций в горизонте BCca.

Почвы классифицируются как миграционно-сегрегационные черноземы (погребенная) и агро-черноземы миграционно-сегрегационные (фоновая почва) маломощные тяжелосуглинистые на глинистых отложениях.

При общих чертах строения профиля (присутствии мицелярных форм карбонатов в гумусовых горизонтах, буром оттенке почвы, единичном глянecе по граням педов, трещинах усыхания), палеопочва имеет укороченный профиль, черты призматичности нижних горизонтов, языковатые переходы от гумусовых горизонтов к карбонатно-аккумулятивному, четкие границы белоглазки с вмещающей почвенной массой.

Курганы в могильниках Дядьковский XXXIV и Дербентский. В центре кургана I могильника Дядьковский XXXIV под семиметровой насыпью вскрыты палеопочвы на южной и северной стенках раскопа. Мощность гумусового профиля палеопочвы 80 см; вскипание почвенной массы от

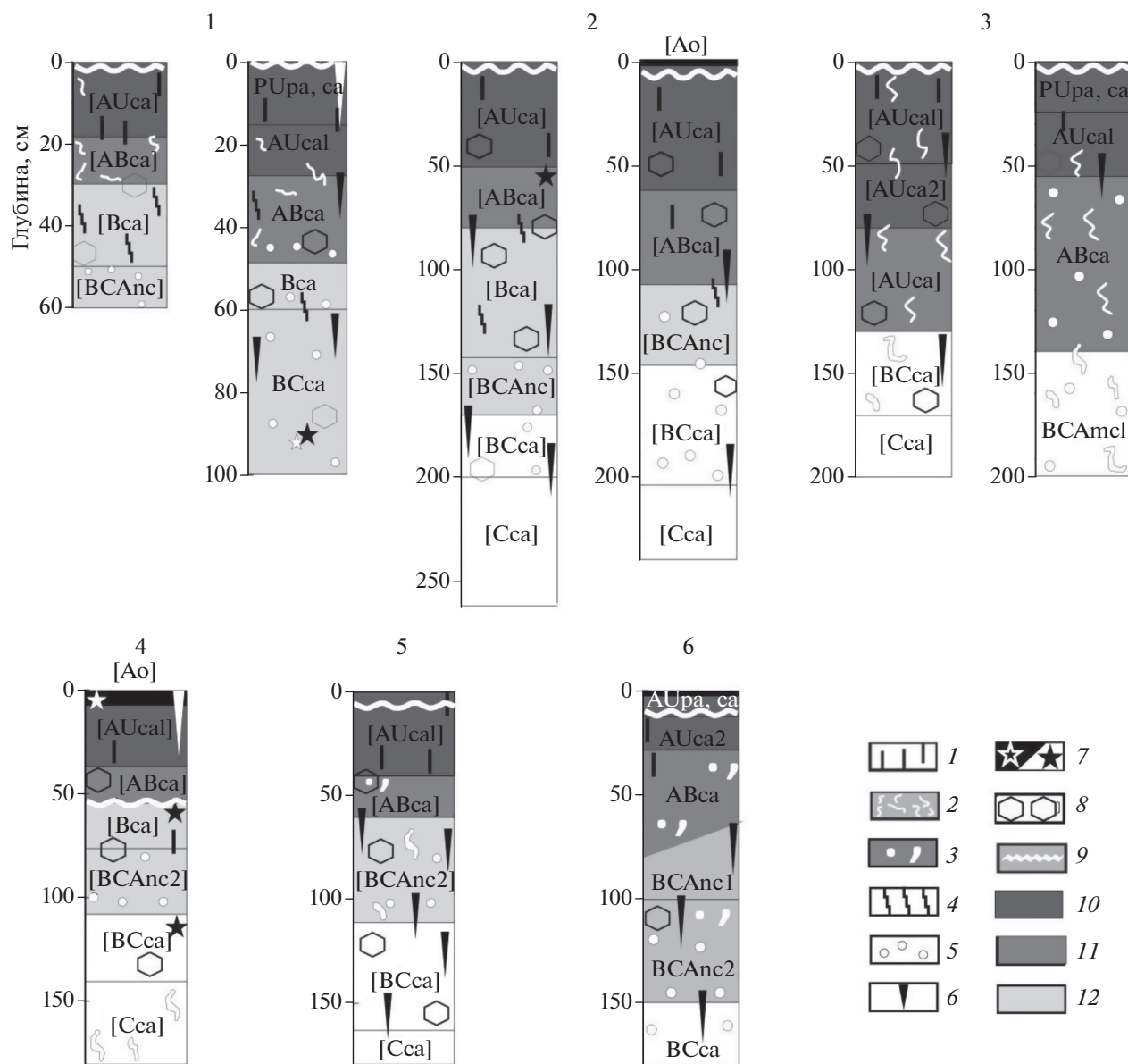


Рис. 2. Морфологические профили почв. 1 – ходы червей, 2 – псевдомицелий, 3 – карбонатные “выпоты”, 4 – затеки гумуса, 5 – белоглазка, 6 – корнеходы, 7 – Fe-Mn конкреции, 8 – кротовины, 9 – линия вскипания карбонатов, 10 – гумусово-аккумулятивный горизонт, 11 – переходный горизонт, 12 – аккумулятивно-карбонатный горизонт. Объекты: 1 – Высочино VI/VIII, слева – погребенная почва, справа – фоновая; 2 – Дядьковский 34, слева – погребенная почва, справа – фоновая; 3 – 27 насыпей у хутора Дербентский, слева – погребенная почва, справа – фоновая; 4 – Темерницкое городище, погребенная почва; 5 – Нижнегниловское городище, погребенная почва; 6 – Степь Приазовская, фоновая почва на залежи.

10%-ной HCl начинается с поверхности, наиболее интенсивно с 28–30 см [23]. По всему профилю отмечена карбонатная пропитка, в карбонатно-аккумулятивном горизонте белоглазка слегка размыта и проявляются затеки материала из гумусово-аккумулятивных горизонтов. Мощные прокрашенные гумусом корне- и червеходы в палеопочве проникают до почвообразующей породы. В горизонте [AUca] встречаются мелкие марганцевые конкреции.

В горизонте [BCAnc] палеопочвы карбонатные скопления диаметром до 1 см имеют нечеткие границы, а в современной почве они четко очерчены, чаще встречаются и в 1.5–2 раза крупнее. Отличительной чертой карбонатного профиля палеопочвы является размытость границ новообразований. Пропиточные формы карбонатов появляются, начиная с верхних погребенных горизонтов, достигая максимума в аккумулятивно-карбонатном горизонте; а в переход-

ном к породе горизонте отмечена белоглазка с твердым ядром.

Разрез современной фоновой почвы заложен на склоне второй надпойменной террасы р. Левый Бейсужек, на нераспаханном участке сухой типчаково-ковыльной степи, рядом с лесополосой, в 500 м от основания кургана. Мощность горизонтов АUca + АВca составляет 105–110 см, что больше чем в палеопочве (табл. 1). Это связано с формированием современной почвы на нераспаханном участке под разнотравно-злаковой растительностью, которая способствует накоплению органического вещества, и отсутствием в ней срезания верхних горизонтов, что было отмечено для погребенной почвы. Вскипание от 10%-ной НСІ отмечается с поверхности. В карбонатно-аккумулятивном горизонте возрастает доля сегрегационных форм карбонатов.

Почвы классифицируются как черноземы миграционно-сегрегационные мощные легкоглинистые на лёссовидных глинах. При схожей степной модели почвообразования, диагностируемой по следам зоотурбации, в данных почвах имеются некоторые различия. В современной почве гумусовый и переходный горизонты более насыщенного темно-серого цвета, белоглазка крупная с четкими границами, карбонатной пропитки практически нет, Fe-Mn конкреций не обнаружено.

Мощность кургана 27 в могильнике Дербентский – 60 см, разрез палеопочвы заложен практически в центре кургана. Особых диагенетических изменений погребенной почвы в связи с тем, что курган пострадал от распашки, отмечено не было.

В палеопочве мощность гумусового профиля ([AUca] + [ABca]) составляет 130 см; вскипание от 10%-ной НСІ начинается с поверхности. Гумусово-аккумулятивный горизонт содержит много псевдомицелия, с глубины 80 см он занимает около 45% от площади стенки разреза. Корне- и червеходы хорошо прогумусированы, наблюдаются норы землероев, возможно, слепышей (прямые и обратные) с гумусовым материалом и материалом горизонта ВС, которые исчезают на глубине 170 см.

Разрез современной фоновой почвы заложен на пахотном поле в 100 м на северо-запад от кургана. Пахотный горизонт имеет мощность 25 см, а ниже встречается мицелий и белоглазка. При сильном просыхании в профиле глубже пахотного горизонта хорошо выражена трещинная сеть, следы зоотурбации отсутствуют. Как и в погребенной почве, мощность гумусового профиля составляет 130 см; вскипание почвенной массы от 10%-ной НСІ отмечается с поверхности. Карбонатно-аккумулятивный горизонт залегаёт ниже гумусового профиля, в нем около 50% от общей площади занимает карбонатный мицелий. Морфологически выраженных скоплений гипса не обнаружено.

Почвы классифицируются как миграционно-мицелярные черноземы (погребенная) и агро-черноземы миграционно-мицелярные (фоновая) сверхмощные легкоглинистые на карбонатных лёссовидных глинах. При схожести черт морфологического строения, погребенную почву отличает отсутствие белоглазки, большое количество псевдомицелия и кротовин в средней части профиля.

Темерницкое и Нижнегниловское городища. Под конструкциями существовавших на территории г. Ростова-на-Дону меотских поселений заложено 2 почвенных разреза. Почва, погребенная под глиняным основанием древнего жилого помещения Темерницкого городища, имеет гумусовый профиль мощностью 55 см; с этой же глубины наблюдается вскипание от 10%-ной НСІ. Почва отличается светлым цветом гумусовых горизонтов, трещинами усыхания, отсутствием прогумусированных корневых каналов и чертами призматичности аккумулятивно-карбонатного горизонта. В средней части профиля встречаются кротовины, заполненные материалом из гумусовых горизонтов. В горизонте [BCAnc2] палеопочвы выражены скопления карбонатов в виде белоглазки, формирующие своеобразные горизонтальные цепочки. Карбонатные прожилки встречаются в горизонте [Cca].

Профиль палеопочвы, погребенной под каменной конструкцией Нижнегниловского городища, имеет неровную верхнюю границу, мощность горизонтов [AUca] + [ABca] составляет 57–62 см. Вскипание от 10%-ной НСІ начинается с глубины 15 см. Присутствуют карбонатные выпоты, а также спальные камеры землероев с четко очерченными границами, заполненные обогащенным гумусом материалом. Характерно обилие корневых каналов диаметром до 2 см, заполненных темным гумусированным материалом, наличие дезинтегрированной и размытой белоглазкой, более темный цвет гумусовых горизонтов.

Современная фоновая почва имеет гумусовый профиль мощностью 70 см с языковатой границей. Вскипание от НСІ с глубины 7–9 см. В горизонтах АВca и BCAnc1 отмечаются карбонатные выпоты по граням педов и корне-червеходам, а белоглазка с четкими и диффузными границами выделяется в горизонте Vca. Верхняя часть профиля почвы (до 35 см) слабо изрыта, встречаются редкие кротовины в средней части профиля (45–80 см), что обусловлено тем, что это залежный участок возрастом 86 лет имеет сильную степень задернения с поверхности и уже сформированную естественную степную растительность.

По классификационному положению почвы меотских городищ – черноземы миграционно-сегрегационные среднемощные средне- и легкоуглинистые на лёссовидных суглинках, а современ-

Таблица 1. Морфологические характеристики почв археологических объектов и современных фоновых почв на территории Кубано-Приазовской низменности

| Мощность горизонтов (А + АВ), см | Глубина вскипания, см | Новообразования карбонатов в гор. В _{Ca} : формы/встречаемость/характер границ | Затеки гумуса в нижние горизонты | Корневые каналы в гор. В _{Ca} : частота | Кротовины в средней части профиля: частота | Новообразования железа и марганца |
|---|-----------------------|---|----------------------------------|--|--|-----------------------------------|
| Курган 6 курганной группы "Высочино VI/VIII". Ямная культура. Ранняя бронза (XXVIII в. до н. э.). Погребенная почва: чернозем миграционно-сегрегационный с чертами текстурно-карбонатного маломощный тяжелосуглинистый на глинистых отложениях. Calcic Chernozem (Loamic) | | | | | | |
| 35–37 | 0 (с поверхности) | Карбонатная пропитка (+++), мицелий (++), белоглазка (+)/четкие | ++ | + | +++ | – |
| Современная фоновая почва: агрочернозем миграционно-сегрегационный с чертами текстурно-карбонатного маломощный тяжелосуглинистый на глинистых отложениях. Calcic Chernozem (Loamic, Aric) | | | | | | |
| 48 | 0 | Мицелий (++), белоглазка (+++)/слегка размыты | ++ | ++ | +++ | + |
| Курган 1 курганной группы Дядьковский XXXIV. Новотиторовская культура. Ранняя бронза (XXVII/XXVI – XXII/XXI вв. до н. э.) Погребенная почва: чернозем миграционно-сегрегационный мощный легкоголинистый на лёссовидных глинах. Naplic Chernozem (Clayic) | | | | | | |
| 80 | 0. бурное с 28–30 | Карбонатная пропитка (+), белоглазка (+)/слегка размыты | ++ | ++ | +++ | + |
| Современная фоновая почва: чернозем миграционно-сегрегационный мощный легкоголинистый на лёссовидных глинах. Naplic Chernozem (Clayic) | | | | | | |
| 105–110 | 0 | Белоглазка (++)/четкие | + | ++ | ++ | – |
| Курган 27 курганной группы 27 насыпей у х. Дербентский. Северо-кавказская культура позднего этапа средней бронзы (XXV–XXIII вв. до н. э.) Погребенная почва: чернозем миграционно-мицелярный сверхмощный легкоголинистый на лёссовидных глинах. Naplic Chernozem (Clayic) | | | | | | |
| 128–130 | 0 | Мицелий (+++) | ++ | ++ | +++ | – |
| Современная фоновая почва: агрочернозем миграционно-мицелярный сверхмощный легкоголинистый на лёссовидных глинах. Naplic Chernozem (Clayic, Aric) | | | | | | |
| 140 | 0 | Мицелий (++), белоглазка (+) | ++ | +++ | + | – |
| Темерницкое городище. Меотская культура. Ранний железный век (начало II в н. э.). Погребенная почва: чернозем миграционно-сегрегационный среднемощный среднесуглинистый на лёссовидном суглинке. Naplic Chernozem (Loamic) | | | | | | |
| 55 | 55 | Карбонатная пропитка, белоглазка (+)/размытые | + | – | + | + |

Таблица 1. Окончание

| Мощность горизонтов (A + AB), см | Глубина вскипания, см | Новообразования карбонатов в гор. В _{Ca} : формы/встречаемость/характер границ | Затеки гумуса в нижние горизонты | Корневые каналы в гор. В _{Ca} : частота | Кротовины в средней части профиля: частота | Новообразования железа и марганца |
|---|-----------------------|---|----------------------------------|--|--|-----------------------------------|
| Нижнегниловское городище. Меотская культура. Ранний железный век (конец II в н. э.). Погребенная почва: чернозем миграционно-сегрегационный среднемошный легкосуглинистый на лёссовидном суглинке. Calcic Chernozem (Loamic) | | | | | | |
| 57–62 | 15 | Мицелий, пропитка, белоглазка (+++)/сильно размытые | ++ | +++ | +++ | – |
| Современная фоновая почва: чернозем сегрегационный постагрогенный среднемошный тяжелосуглинистый на лёссовидном суглинке. Calcic Chernozem (Loamic, Pachic) | | | | | | |
| 70 (80) | 7–9 | Белоглазка, карбонатные выпоты, мицелий (+++)/нечеткая, диффузная | ++ | +++ | + | – |

Примечание. Прочерк – не обнаружено, + – редко, ++ – обычно, +++ – обильно.

ная фоновая – чернозем сегрегационный постагрогенный среднемошный тяжелосуглинистый на лёссовидном суглинке.

Физико-химические свойства палеопочв и современных почв. Курган 6 курганной группы *Высочины VI/VIII*. По гранулометрическому составу палеопочвы относятся к тяжелым суглинкам и легким глинам пылевато-иловатым с преобладанием фракций ила и крупной пыли, почвообразующая порода – легкая глина с преобладанием илистой и крупнопылеватой фракций. Верхняя часть профиля фоновой почвы опесчанена, содержит меньше ила по сравнению с нижними горизонтами, в горизонте В_{Ca} увеличивается доля физической глины (рис. 3).

Содержание органического углерода (С_{орг}) в погребенном гумусовом горизонте [AUca] палеопочв не превышает 1.2%, а реконструированные на момент погребения значения составляют 2.2–3.6%, вниз по профилю плавно уменьшается и не превышает 1%. При реконструкции исходного содержания С_{орг} использовали метод, основанный на закономерности скорости минерализации органического вещества в зависимости от длительности погребения почвы [17]. В гумусово-аккумулятивном горизонте фоновой чернозема содержание С_{орг} составляет 2.2–2.4%, в иллювиальном горизонте В_{ca} уменьшается до 1.8%, а в горизонте В_{Ca} – до 0.8%. Содержание С_{орг} в палеопочве, реконструированное на момент погребения, больше, чем в фоновой почве (рис. 3, табл. S1).

Реакция среды в гумусовых (7.8–8.3) и карбонатно-аккумулятивных (8.5–8.8) горизонтах фоновой почвы изменяется от слабощелочной и щелочной до сильнощелочной. По профилю палеопочвы рН_{вод} изменяется от 8.6 до 9.0 (рис. 4, табл. S1).

Профиль палеопочвы имеет большее содержание карбонатов. В верхних горизонтах (до глубины 30 см) содержание карбонатов (в пересчете на углерод, С_{карб}) составляет 1.0–1.3%, в нижележащих горизонтах – 1.4–1.7%, что соответствует максимальному скоплению карбонатных новообразований в виде белоглазки.

В верхнем гумусово-аккумулятивном горизонте фоновой почвы отмечено содержание С_{карб} 0.3–0.5%, в горизонте [AVca] увеличивается до 1.1%, в нижележащих [VCAnc] и [VCSa] составляет 1.5 и 1.9% соответственно. Такое распределение подтверждается наличием скоплений карбонатов в виде мучнистой белоглазки, прожилок карбонатов в нижней части профиля (рис. 4, табл. S1).

Плотный остаток водной вытяжки палеопочвы и фоновой почвы не превышает 0.10–0.12%. Содержание хлоридов в палеопочве (0.017–0.027%) соответствует слабой степени засоления, в то время как фоновая почва не засолена. Значения потерь почвенной массы при прокаливании (ППП) при 900°C палеопочвы – 11.7–14.8%. Почвы слабо обеспечены подвижными фосфатами, содержание P₂O₅ – 0.3–0.5 мг/100 г.

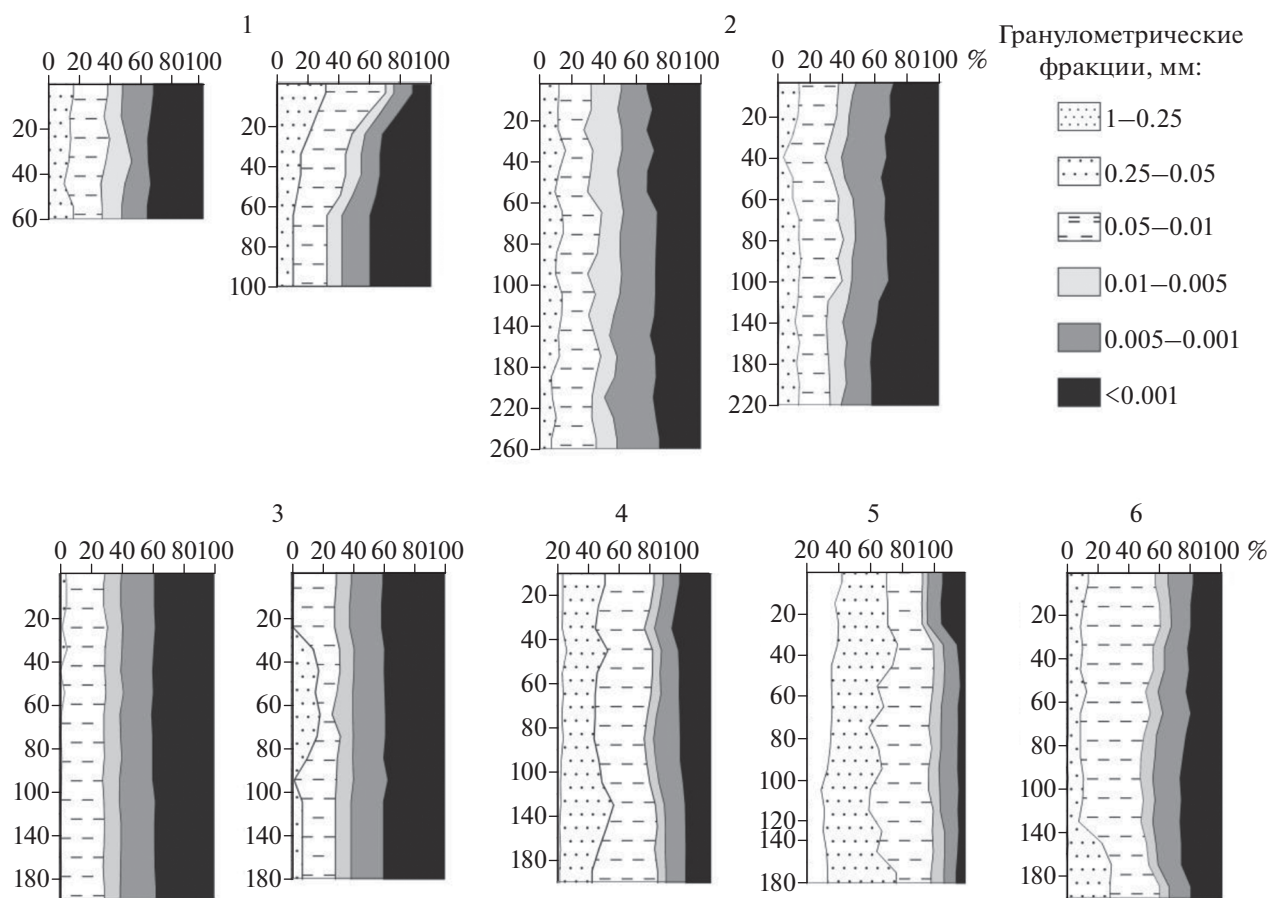


Рис. 3. Гранулометрический состав изученных почв: 1 – Высочино VI/VIII, слева – погребенная почва, справа – фоновая; 2 – Дядьковский XXXIV, слева – погребенная почва, справа – фоновая; 3 – 27 насыпей у х. Дербентский, слева – погребенная почва, справа – фоновая; 4 – Темерницкое городище, погребенная почва; 5 – Нижнегниловское городище, погребенная почва; 6 – заказник Степь Приазовская, современная фоновая почва на залежи.

Курган 1 в могильнике Дядьковский XXXIV. Гранулометрический состав палеопочвы и фоновой почвы легкоглинистый, пылевато-иловатый с преобладанием ила и крупной пыли (рис. 3).

Содержание $C_{\text{орг}}$ в гумусовом горизонте [AUca] палеопочвы варьирует в пределах 0.8–1.4%. Реконструированные (по Иванову [17]) величины $C_{\text{орг}}$ (2.3–3.8%) близки к значениям в фоновой почве (2.4–3.6%).

Величины $pH_{\text{вод}}$ в профиле палеопочвы изменяются от нейтральных до слабощелочных значений (6.6–8.2), для фоновой почвы этот показатель (8.5–8.7) соответствовал щелочной и сильнощелочной среде. Наименьшие значения $pH_{\text{вод}}$ (6.6–7.3) в верхних горизонтах палеопочвы согласуются с минимумом содержания карбонатов. Содержание $C_{\text{карб}}$ в палеопочве плавно увеличивается от верхних к нижним горизонтам – от 0.3–0.4% в первых 60 см профиля до 1.6% в почвообразующей породе. В фоновой почве содержание

$C_{\text{карб}}$ варьирует от 0.7 до 1.3%, с максимумом на глубине 110 см (рис. 4, табл. S1).

В палеопочве в слое 0–40 см величина плотно-го остатка составляет 0.3–0.4%, что соответствует слабозасоленной степени (сульфатов до 0.12%, хлоридов до 0.028%). В то же время вниз по профилю отмечено уменьшение количества сульфатов до 0.06–0.09% и хлоридов 0.01–0.03%, при этом горизонты палеопочвы не засолены.

В фоновой почве эти показатели плавно уменьшаются от гумусовых горизонтов к почвообразующей породе.

Верхние погребенные горизонты имеют среднее (3.5 мг/100 г) и повышенное (5.1 мг/100 г) содержание подвижного фосфора. При этом по всему профилю его значения в 2 раза больше, чем в профиле современной почвы.

Курган 27 в могильнике 27 насыпей у х. Дербентский. Гранулометрический состав исследуемых палеопочв классифицируется как легкоглинистый с преобладанием ила и крупной пыли (рис. 3).

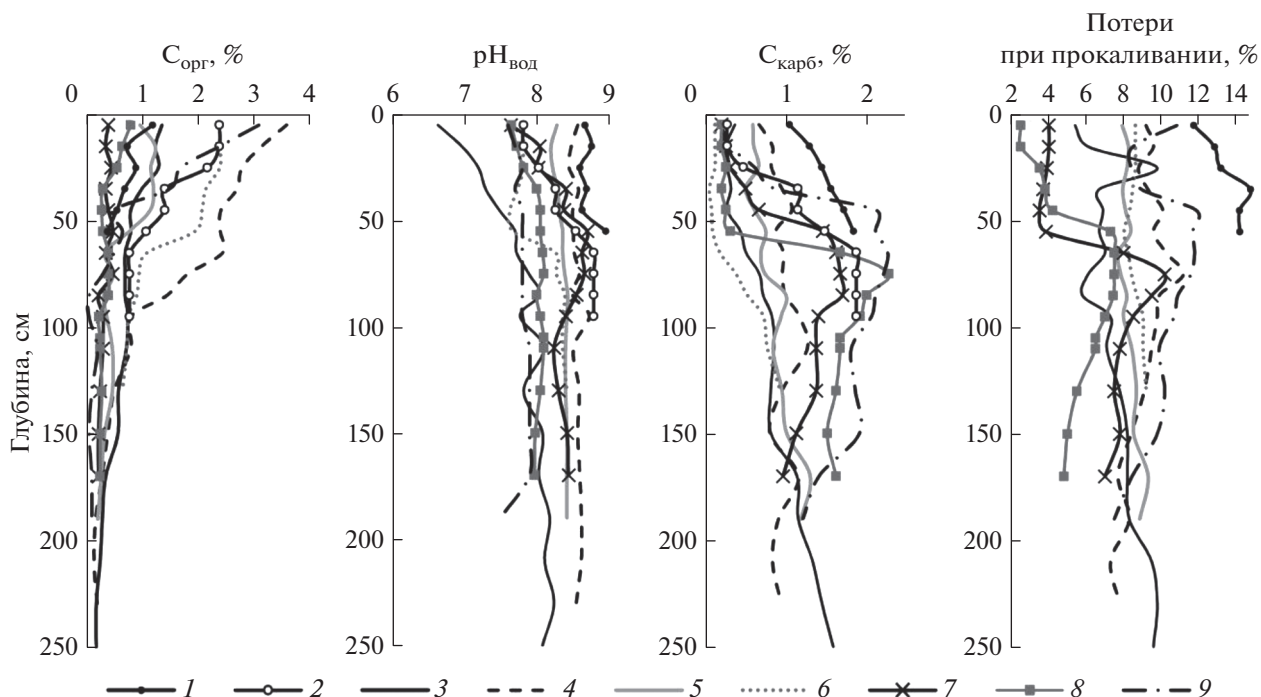


Рис. 4. Химические свойства почв. Курган Высочино VI/VIII, погребенная почва (1), фоновая почва (2); Курган Дядьковский XXXIV: погребенная почва (3), фоновая почва (4); курган Дербентский: погребенная почва (5), фоновая почва (6); Темерницкое городище, погребенная почва (7); Нижнегниловское городище, погребенная почва (8); Степь Приазовская, фоновая почва (9).

Содержание $C_{орг}$ в горизонте [AUca] палеопочвы варьирует в пределах от 0.8 до 1.2%, реконструированное – 2.2–3.5%. Схожий характер распределения органического вещества наблюдается в фоновых почвах – в верхних 60 см значения колеблются от 1.9 до 2.4%, а далее – не превышают 1.1%. Для палеопочвы отмечено большее количество реконструированного $C_{орг}$, а также темно-серый цвет гумусового профиля.

По величине $pH_{вод}$ в профиле палеопочвы реакция среды слабощелочная и щелочная (8.2–8.4). Значения $pH_{вод}$ в палеопочве больше, чем в фоновой почве (7.6–8.4). Содержание $C_{карб}$ в палеопочве увеличивается с глубиной от 0.5 до 1.3%, максимум отмечается на глубине 170 см. В фоновой почве содержание $C_{карб}$ также увеличивается от 0.1 до 1% во втором метре профиля (рис. 4, табл. S1).

Темерницкое и Нижнегниловское городища. По гранулометрическому составу палеопочва Темерницкого городища – среднесуглинистая с преобладанием фракций крупной пыли и мелкого песка. Палеопочва Нижнегниловского городища легкого и среднесуглинистая мелкопесчано-крупнопылевая. Фоновая почва имеет тяжелосуглинистый гранулометрический состав с преобладанием крупной пыли и ила (рис. 3).

Для палеопочвы Нижнегниловского городища содержание $C_{орг}$ в верхнем полуметре составляет не более 1%, вниз по профилю показатель плавно уменьшается до 0.06%. Для палеопочвы Темерницкого городища значения $C_{орг}$ низкие по всему профилю. Реконструированные величины $C_{орг}$ в горизонте [AUca] данных почв (0.7–1.6%) меньше, чем в гумусовых горизонтах фоновой почвы (1.7–3.1%).

Накопление $C_{карб}$ отмечено в горизонтах [BCAnc] и [BCca] обеих палеопочв и согласуется с обилием в них мицеллярных форм, а также появлением белоглазки. В палеопочвах Темерницкого и Нижнегниловского городищ максимальное содержание $C_{карб}$ составляло 1.7 и 2.3% соответственно на глубине 75–85 см. Для фоновой почвы максимальное содержание $C_{карб}$ 2.3% соответствует глубине 65 см (рис. 4, табл. S1).

Значения $pH_{вод}$ в профиле палеопочвы Нижнегниловского городища (7.7–8.1) и современной почвы (7.6–7.9) близки. В почве Темерницкого городища они достигают 8.7. Для водной вытяжки величины плотного остатка не превышают 0.3%, а величины ППП в профиле почвы Темерницкого городища больше, чем в палеопочве Нижнегниловского городища. Аналитически выявлено присутствие гипса на глубине более 1 м лишь в палеопочве Темерницкого городища [39].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеопочва под курганом группы Высочино VI/VIII датируется началом III тыс. до н. э. Изучение морфологических и физико-химических характеристик погребенной и фоновой почв позволило выявить, что при сходных чертах строения профиля (присутствие мицелия в гумусовых горизонтах, бурый оттенок почвы, глянец по граням педов, трещины усыхания) палеопочва имеет укороченный профиль, призматическую структуру нижних горизонтов, языковатые переходы от гумусовых горизонтов к карбонатно-аккумулятивным, четкие границы белоглазки с вмещающей почвенной массой, небольшое содержание подвижного фосфора и слабое засоление хлоридами. Возможной причиной низкой степени обеспеченности палеопочв подвижными формами фосфора является хорошо выраженная карбонатность профиля, при которой происходит связывание фосфора карбонатами и его переход в труднорастворимую форму трифосфата кальция. По данным Иванова с соавт. [15–17] климат 4.5–5 тыс. л. н. был суше (осадков меньше на 100 мм/год), более континентальным по сравнению с современным, а палеопочвы имели укороченный профиль, гумусовые горизонты содержали мицелий карбонатов, были малой мощности, и не были засолены.

По нашим данным палеопочва курганной группы Высочино VI/VIII сохранила черты как предшествующей гумидной стадии (высокая гумусированность и обилие мицелиарных форм карбонатов), так и вышеописанные признаки аридной фазы.

В интервале XXVII/XXVI–XXII/XXI вв. до н. э. природные условия на территории Кубано-Приазовской низменности характеризовались более теплым и влажным климатом. Это диагностируется по набору признаков палеопочв под курганами в могильниках Дядьковский XXXIV и Дербентский, относящихся к концу ранней – средней бронзы.

По профилю палеопочвы под курганом 1 в могильнике Дядьковский XXXIV по сравнению с фоновой почвой более резкое увеличение карбонатов и их меньшее содержание свидетельствуют об отличных от современных условиях водного режима. Грунтовые воды в настоящее время залегают глубоко (более 10 м) и на почвообразование не влияют. Установлено, что поверхностные горизонты палеопочвы имеют слабую степень хлоридно-сульфатного засоления. Это может быть обусловлено импульсизацией солей с Азовского моря [30]. Сплошное промачивание рыхлой насыпной толщи сразу после сооружения кургана в условиях периодически промывного водного режима объясняет наличие в верхних погребенных горизонтах реликтовых признаков периоди-

ческого переувлажнения в виде мелких стяжений железа и марганца.

Формирование белоглазки с твердыми ядрами в нижних горизонтах палеопочвы, возможно, происходило в результате повышенного сезонного увлажнения территории Кубано-Приазовской низменности в то время. При изучении залежных рядов почв Ростовской области аналогичные формы карбонатных новообразований наблюдали в пахотных почвах при отсутствии их в расположенных рядом залежных аналогах. Это объяснили дополнительным увлажнением нижних горизонтов профиля в раннелетнее и осеннее время на пашне, тогда как такое увлажнение нивелировалось на залежных участках постоянным растительным покровом [7].

Большее содержание подвижного фосфора в профиле палеопочв по сравнению с современными почвами может быть показателем изменчивости экологических условий, в соответствии с имеющимися представлениями [2], и согласуется с благоприятным для биопродуктивности климатом в эпоху средней бронзы. Палеопочва кургана Дербентский относится к эпохе средней бронзы (XXV–XXIII), и по археологическим данным была погребена несколько позднее, чем под курганом 1 в могильнике Дядьковский XXXIV. Большее количество органического вещества и более темный цвет гумусового профиля, а также четкие признаки зоотурбации в профиле этой почвы свидетельствуют о том, что климат был мягким – влажным и теплым. В карбонатном профиле палеопочвы максимальные скопления карбонатов отмечены во втором метре профиля на глубине 170 см, что позволяет сделать вывод о достаточной увлажненности, которая способствовала миграции карбонатов вниз по профилю. В изученной палеопочве не отмечено сегрегационных форм карбонатных новообразований, а лишь карбонатный мицелий, что является признаком достаточной увлажненности.

Анализ полученных данных показал, что к диагностическим признакам палеопочв, характеризующим более влажную палеоклиматическую фазу XXVII/XXVI–XXII/XXI вв. до н. э. эпохи бронзы можно отнести: повышенное содержание органического углерода, наличие гумусовых затеков и прокрашенных гумусом корнеходов по профилю, признаки миграции карбонатов вниз по профилю, карбонатную пропитку профиля, наличие белоглазки с твердыми ядрами в нижних горизонтах палеопочв.

По литературным данным, в Ростовской, Волгоградской, Оренбургской областях и республике Калмыкия, временной интервал с XXVII по XXIII вв. до н. э. характеризовался как благоприятный для биопродуктивности с влажными климатическими условиями, а также отмечалось

смягчение засушливости и континентальности климата [12, 21, 35]. Это отразилось на гумусовом и карбонатном профилях почв: отмечена заметная аккумуляция гумуса, верхняя граница карбонатов расположена довольно глубоко, сократилось общее количество карбонатов в профиле.

Ранее полученные результаты изучения коротковременного хроноряда палеопочв, погребенных под разными конструкциями большого кургана 1 в курганной группе Бейсужек IX, расположенном в Кореновском районе Краснодарского края [40], позволили выявить 2 этапа развития климатической ситуации: благоприятного влажного климата (XXVII–XXII в до н. э.) и резкой аридизации (XXI–XVI вв. до н. э.).

Полученные на объектах эпохи бронзы данные согласуются с выводами о палеоклиматической обстановке рассматриваемого хроноинтервала и с выводами ученых, исследовавших почвы под курганами в Приазовье, Северном Причерноморье, на Ставропольской возвышенности [8, 24–26] и палиноспектры [10, 21]. Следует отметить, что временные хроноинтервалы других авторов несколько отличаются от установленных для наших объектов, так как нами за основу приняты археологические датировки. Если за основу датирования принимается лишь радиоуглеродный метод, как в работе [36], отмечается несовпадение результатов палеореконовструкций с полученными в настоящей работе по большинству хроносрезов. По нашему мнению, на основе радиоуглеродных дат получается очень огрубленная картина с большими временными разрывами и временными перекрытиями. Следовательно, по такой шкале можно говорить лишь приблизительно о смене условий в тот или иной хроноинтервал. Используемый в наших работах подход к составлению коротковременных педохронорядов внутри одной археологической культуры культуры [38] и археологический метод датирования позволяют выйти на более детальный временной масштаб палеоклиматических реконструкций.

В результате проведенных палеопочвенных исследований выявлено существование аридной фазы в начале III тыс. до н. э. и влажной климатической фазы во второй его половине, сменившейся резкой аридизацией климата на рубеже III–II тыс. до н. э. Резкая аридизация вызвала такие процессы, как засоление, внедрение натрия в почвенно-поглощающий комплекс, ощелачивание, иллювиирование гумуса, формирование призмовидно-столбчатой структуры почв, аккумуляция карбонатов (белоглазки) и смену подтиповой принадлежности черноземов [27]. Аридизация имела широкое распространение в степной зоне России и вызвала палеоэкологический кризис [12]. Засоление, низкая гумусность почв того времени отмечены в работе [15], а сдвиг ланд-

шафтов на 3 подзоны в сторону уменьшения увлажненности в работе [10].

Далее идет продолжительный интервал с XVI в. до IV вв. до н. э., для которого нет объектов, и почвоведы не изучали погребенные почвы в Азово-Кубанском регионе. По данным изучения палеопочв этого времени в соседних регионах (Среднерусская, Приволжская, Ергенинская возвышенности и Прикаспийская низменность) [13, 29] в первой половине II тыс. до н. э. наступила очередная смена условий почвообразования, вызванная ростом степени атмосферной увлажненности, которая обусловила увеличение содержания гумуса и возрастание мощности гумусового горизонта почв, интенсификацию нисходящей миграции легкорастворимых солей и гипса, перестройку карбонатного профиля. На основе данных палинологов и радиоуглеродного датирования эта информация подтверждается в очень общем виде для больших интервалов времени, захватывающих и тот отрезок времени, который нас интересует [36, 41, 42]. Считаем, что необходимы дальнейшие исследования данного отрезка времени, включающие и палеопедологический анализ почв, погребенных в то время.

Эпоха раннего железа, согласно исследованиям в Приазовье [26, 28, 33, 39], начиная с IV и до середины II вв. до н. э., характеризуется благоприятным для биопродуктивности климатом. В это время происходило гумусонакопление, формирование комковатой структуры, миграция легкорастворимых солей в нижние горизонты. Заметные преобразования гумусового, солевого, солонного профилей свидетельствовали об увеличении увлажненности и понижении температур, усилении продуктивности растительных ценозов, следовательно, увеличении образования CO_2 за счет корневого дыхания. Все это способствовало подвижности карбонатов, их растворению, выносу на большие глубины, активному формированию миграционных форм карбонатов. В профиле был ярко выражен псевдомицелий, количество белоглазки небольшое, максимум карбонатов опустился на глубину 1.5 м, содержание его не превышало 10.1%. В итоге произошедшие изменения привели к смене подтиповой принадлежности черноземов [26, 29]. Эти выводы подкрепляются и палинологическими данными [39].

Далее наступает эпоха резкой аридизации климата, начиная со второй половины II в. до н. э. и до начала II в. н. э. Именно палеопочвы, изученные на Темерницком и Нижнегниловском городищах позволяют четко очертить границы этой аридизации. Если в палеопочве Темерницкого городища, датированной началом II в. н. э., гумусовый горизонт имеет самую светлую окраску и наименьшее процентное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, в профиле обнаруживаются максимальное содержание

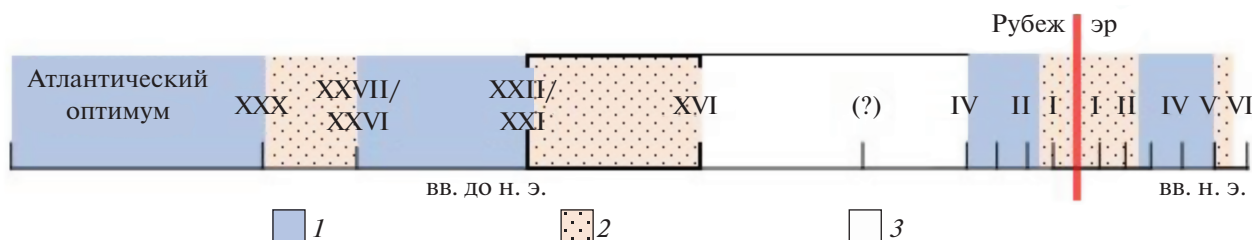


Рис. 5. Климатические флуктуации на территории Кубано-Приазовской низменности от эпохи бронзы до настоящего времени по данным почвенно-археологических исследований. Обозначения: 1 – гумидизация, 2 – аридизация, 3 – изменение подтипа почв.

и наименьшая глубина залегания карбонатных аккумуляций, максимальные величины $pH_{\text{вод}}$ по всему профилю и ППП – в верхней его части, наличие гипса в нижней части профиля, то в палеопочве Нижнегниловского городища, отнесенной к концу II в. н. э. картина кардинально меняется. В этой почве наблюдается активизация процессов гумусонакопления и биотурбации, уменьшение аккумуляции карбонатов, меньшие значения $pH_{\text{вод}}$ водного, величин ППП и отсутствие гипса в нижней части профиля. Таким образом, почва конца II в. н. э. демонстрирует уже гумидные свойства. Следовательно, климат, начиная примерно со второй четверти или половины II в. н. э., в изучаемом регионе изменился на гумидный. Вероятно, эта фаза длилась до конца IV в. н. э. [32], а с рубежа IV–V в. н. э. наступила новая волна аридизации. И хотя в классификационном положении почв не зафиксирован переход к более южному подтипу чернозема в аридную фазу на Темерницком городище, в свойствах палеопочв этого объекта просматриваются явные черты более южного подтипа.

На основании выполненных палеопочвенных исследований и литературных данных составлена схема климатических флуктуаций на территории Кубано-Приазовской низменности (рис. 5). Полученные морфологические характеристики и физико-химические показатели погребенных почв археологических объектов эпохи бронзы, раннего железа и современных почв позволяют уточнить границы периодов потеплений–похолоданий изученной территории в хроноинтервале от эпохи бронзы до современного периода.

ВЫВОДЫ

1. Комплекс условий почвообразования, существовавший на период погребения изученных палеопочв археологических объектов Кубано-Приазовской низменности, отражается в основных почвенных свойствах, что позволяет реконструировать палеэкологические условия в эпоху бронзы и раннего железа. Диагностировано, что пери-

од атлантического оптимума голоцена в начале III тыс. до н. э. сменился периодом аридизации. Период XXXVII/XXXVI–XXXII/XXXI вв. до н. э. в целом характеризовался гумидными условиями, далее, в XXXII/XXXI–XVI вв. до н. э., отмечен теплый и сухой период. Выявлено, что в период ранней бронзы в палеопочве курганной группы “Высочино VI/VIII” (XXVIII в. до н. э.) сохранились признаки как предшествующей гумидной стадии (высокая гумусированность и степень зоотурбированности, обилие мицеллярных форм карбонатов), так и явно выражены черты аридности климата (элементы призматичности нижних горизонтов, языковатые переходы от гумусовых к нижележащим горизонтам, трещины усыхания). В целом в интервале от XXXVII/XXXVI до XXXII/XXXI вв. до н. э. природные условия на территории Кубано-Приазовской низменности характеризовались более теплым и влажным климатом. Это диагностируется в палеопочвах под курганами в могильниках Дядьковский XXXIV и Дербентский, относящихся к концу ранней–началу средней бронзы.

2. В раннем железном веке со II в. до н. э. и до начала II в. н. э. был относительно кратковременный период резкой аридизации климата, пик которой пришелся на рубеж эр (конец I тыс. до н. э.). Полученные данные морфологических и физико-химических свойств Темерницкого и Нижнегниловского городищ позволяют четко очертить хронологические границы этой аридизации. Если в палеопочве Темерницкого городища, датированной началом II в. н. э., гумусовый горизонт имеет самую светлую окраску и наименьшее содержание $C_{\text{орг}}$, обнаруживаются максимальные величины содержания и наименьшая глубина залегания в профиле карбонатных аккумуляций, максимальные величины $pH_{\text{вод}}$ по всему профилю и ППП – в верхней его части, максимум гипса в нижней части профиля, то в палеопочве Нижнегниловского городища, отнесенной к концу II в. н. э., картина меняется. В этой палеопочве наблюдается активизация процессов гумусонакопления и биотурбации, уменьшение аккумуляции карбонатов, меньшие значения $pH_{\text{вод}}$, доли ППП и содержа-

ния гипса в нижней части профиля. Таким образом, почва конца II в. н. э. демонстрирует гумидные свойства. Следовательно, начиная примерно со второй четверти или половины II в. н. э., климат в изучаемом регионе изменился на гумидный. И хотя в классификационном положении почв не зафиксирован переход к изменению типа и подтипа почв в аридную эпоху на Темерницком городище (консервативные морфологические и физико-химические признаки остались без изменений), в свойствах почв этого объекта просматриваются явные черты более южного подтипа черноземов.

3. Проведенные палеопочвенные исследования и анализ литературных данных позволили установить существование периода аридной фазы в начале III тыс. до н. э. и влажной климатической фазы во второй его половине на территории Кубано-Приазовской низменности. При этом существующие схемы климатических изменений для этой территории во второй половине голоцена были уточнены и детализированы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Публикация подготовлена в рамках реализации госзаданий № 0120-1363-186 (Г.В. Нестерук, Л.П. Ильина, К.С. Сушко) и № 0191-2019-0046 (О.С. Хохлова, А.Э. Сверчкова).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Табл. S1. Химические свойства почв, погребенных под археологическими памятниками, и современных фоновых почв на территории Кубано-Приазовской низменности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л.* Изменения почв и природной среды на юге России в голоцене // *OPUS: Междисциплинарные исследования в археологии.* 2002. № 1–2. С. 109–119.
2. *Александровский А.Л., Чендев Ю.Г., Трубицын М.А.* Палеопочвенные индикаторы изменчивости экологических условий центральной лесостепи в позднем голоцене // *Известия РАН. Сер. географическая.* 2011. № 6. С. 87–99.
3. *Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В.* Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // *Почвоведение.* 2019. № 4. С. 389–399. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19040026>
4. *Ариунушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
5. *Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б.* История формирования и эволюция черноземно-луговых палеосолонцов лесостепи Русской равнины в голоцене // *Почвоведение.* 1997. № 9. С. 1058–1067.
6. *Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б.* К характеристике палеопочв среднего голоцена в бассейне Верхнего Дона // *Эпоха бронзы Восточноевропейской лесостепи.* Воронеж, 1984. Вып. 5. С. 146–153.
7. *Булышева А.М., Хохлова О.С., Бакунович Н.О., Русаков А.В., Мякшина Т.Н., Рюмин А.Г.* Изменение карбонатного состояния черноземов Приазовья при переходе их из пашни в залежь // *Почвоведение.* 2020. № 8. С. 1–14. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2008002X>
8. *Борисов А.В., Мимоход Р.А., Демкин В.А.* Палеопочвы и природные условия южнорусских степей в посткатакомбное время // *Краткие сообщения Института археологии.* 2011. № 225. С. 144–154.
9. *Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание / Под ред. В.Л. Андрушук, А.Я. Дубинский, В.Е. Хаин.* М.: Недра, 1968. 760 с.
10. *Герасименко Н.П.* Природная среда обитания человека на юго-востоке Украины в позднеледниковье и голоцене (по материалам палеогеографического изучения археологических памятников) // *Археологический альманах.* 1997. № 6. С. 3–64.
11. *Демкин В.А.* Палеопочвоведение и археология. Пушино, 1997. 213 с.
12. *Демкин В.А., Борисов А.В., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Золотарева Б.Н., Каширская Н.Н., Удалцов С.Н., Ельцов М.В.* Волго-Донские степи в древности и средневековье. Пушино, 2010. 120 с.
13. *Демкин В.А., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н.* Почвенный покров южнорусских степей в эпохи голоценовых палеоэкологических кризисов и оптимумов // *Отражение био-, гео-, антропо-сферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове.* Сб. мат-лов IV Всерос. науч. конф. 1–5 сентября 2010 г. Томск, 2010. Т. 1. С. 71–74.
14. *Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 228 с.
15. *Иванов И.В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 144 с.
16. *Иванов И.В., Александровский А.Л., Макеев А.О. и др.* Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.
17. *Иванов И.В., Песочина Л.С., Семенов В.М.* Биоминерализация органического вещества в современных целинных, пахотных, погребенных и ископаемых черноземах // *Почвоведение.* 2009. № 10. С. 1192–1202.
18. *Классификация и диагностика почв России.* Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
19. *Климанов В.А.* Изменение климата северной Евразии в позднеледниковье и голоцене и его естественное развитие // *Пути эволюционной геогра-*

- фии (итоги и перспективы). М.: ИГ РАН, 2002. С. 240–252.
20. Кренке Н.А., Сулерджицкий Л.Д. Археология и реальная точность радиоуглеродного метода // Геохронология четвертичного периода. М., 1992. С. 161–167.
 21. Кременецкий К.В. Природная обстановка голоцена на Нижнем Дону и в Калмыкии // Степь и Кавказ. Тр. ГИМ. 1997. Вып. 97. С. 30–45.
 22. Ларенок В.А. Меотские древности или рассказ о древних жителях Ростова // Сер. Страницы спасенного прошлого. Ростов-на-Дону, 2008. 32 с.
 23. Нестерук Г.В. Почвенные исследования археологического памятника “Дядьковский 34” (Краснодарский край) // Палеопочвы – хранители информации о природной среде прошлого. Мат-лы X Междунар. научн. молодежной школы по палеопочвоведению. Новосибирск, 2019. С. 63–66.
 24. Невидомская Д.Г., Ильина Л.П. Почвенные исследования археологических памятников бронзового века в различных типоморфных ландшафтах Нижнего Дона // Вестник Южного научного центра. 2009. Т. 5. № 2. С. 73–83.
 25. Матишов Г.Г., Титов В.В., Ковалева Г.В., Польшин В.В., Дюжова К.В., Байгушева В.С., Зайцев А.В., Ильина Л.П., Нестерук Г.В., Сушко К.С., Тимонина Г.И., Куршаков С.В., Невидомская Д.Г. Палеогеография Приазовья в голоцене. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2019. 384 с.
 26. Песочина Л.С. Закономерности педогенеза в степях Приазовья во второй половине голоцена по данным почвенно-археологических исследований // Уч. зап. Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2017. Т. 3(69). № 3. Ч. 1. С. 192–204.
 27. Песочина Л.С. Развитие почв и природной среды нижнего Дона во второй половине голоцена. Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 2004. 24 с.
 28. Песочина Л.С. Ритмичность процессов педогенеза и увлажненности климата в степях Приазовья во второй половине голоцена // Геополитика и экодинамика регионов. Симферополь, 2014. Т. 10. Вып. 1. С. 810–817.
 29. Песочина Л.С. Ритмичность процессов почвообразования и увлажненности климата в древности и средневековье в Волго-Донских степях // Проблемы археологии Нижнего Поволжья. Элиста, 2016. С. 151–155.
 30. Славный Ю.А. Эоловое соленакопление в почвах автономных ландшафтов засушливых зон // Почвоведение. 2005. № 4. С. 389–397.
 31. Смагина Т.А. Структурно-генетическая классификация ландшафтов Ростовской области // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. 2009. № 4. С. 131–136.
 32. Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: рефлекторность и сенсорность почв // Системные исследования природы. Вопросы географии. М.: Мысль, 1977. Сб. 104. С. 153–170.
 33. Хохлова О.С., Дюжова К.В., Гольева А.А., Трифонова Т.А., Бунин Д.С., Ильяшенко С.М., Хохлов А.А. Климат и растительность античного Танаиса (III–V вв. до н. э.–V в. н. э.) по данным палеопочвенного и палеоботанического анализа // Известия РАН. Сер. географическая. 2018. № 5. С. 55–69. <https://doi.org/10.1134/S2587556618050072>
 34. Хохлова О.С., Зазовская Э.П., Чичагова О.А., Яблонский Л.Т. Радиоуглеродное датирование различных материалов из курганов ранних кочевников Южного Приуралья // Известия РАН. Сер. географическая. 2010. № 3. С. 82–94.
 35. Шишлина Н.И. Северо-Западный Прикаспий в эпоху бронзы (V–III тыс. до н. э.) // Тр. ГИМ. 2007. Вып. 165. 400 с.
 36. Bolikhovskaya N.S., Porotov A.V., Richards K., Kaitamba M.D., Fausto S.S., Korotaev V.N. Detailed reconstructions of Holocene climate and environmental changes in the Taman Peninsula (Kuban River delta region) and their correlation with rapid sea-level fluctuations of the Black Sea // Quater. Int. 2018. V. 465. P. 22–36. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.013>
 37. IUSS Working Group WRB, 2015. World Reference Base for Soil Resources (2014). update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. № 106. FAO, Rome.
 38. Khokhlova O.S. Rapid Changes in Chernozem Properties During their Holocene Evolution: A Case Study of Paleosols Buried under Kurgans in the Pre-Ural Steppe, Russia // Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 2007. V. 24. № 2. P. 270–282.
 39. Khokhlova O.S., Dyuzhova K.V., Golyeva A.A., Trifonova T.A., Bunin D.S., Ilyashenko S.M., Khokhlov A.A., Shipkova G.V. Paleocology of the ancient city of Tanais (3RD century BC–5TH century AD) on the North-Eastern coast of the sea of Azov (Russia) // Quarter. Int. 2019. V. 516. P. 98–110. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.007>
 40. Khokhlova O., Sverchkova A., Myakshina T., Makeev A., Tregub T. Environmental trends during the Bronze Age recorded in paleosols buried under a big kurgan in the steppes of the Ponto-Caspian area // Quarter. Int. 2021. V. 583. P. 83–93. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.04.019>
 41. Khotinski N.A., Klimanov V.A. Allerod, younger Dryas and early Holocene palaeo-environmental stratigraphy // Quarter. Int. 1997. V. 41/42. P. 67–70.
 42. Novenko E.Yu., Olchev A.V. Early Holocene vegetation and climate dynamics in the central part of the East European Plain (Russia) // Quarter. Int. 2015. V. 388. P. 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.01.027>

Paleoecological Conditions of the Kuban-Azov Lowland in the Bronze Age and Early Iron Age Based on the Study of Buried Soils

G. V. Nesteruk¹, O. S. Khokhlova^{2, *}, L. P. Plyina¹, A. E. Sverchkova², and K. S. Sushko¹

¹*Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, 344006 Russia*

²*Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

**e-mail: olga_004@rambler.ru*

On the basis of the conducted paleo – soil studies, updated data on the direction of climate changes in the second half of the Holocene in the territory of the Kuban-Azov lowland were obtained, which complement the published results of the works of other authors. The period of the Atlantic optimum of the Holocene was replaced at the beginning of the third millennium BC by a short period of aridization. In the XXVII/XXVI–XXII/XXI centuries BC, there was a humidization of the climate, interrupted by a warm and dry period that occurred in the XXII/XXI–XVI centuries BC. In the early Iron Age, from the second half of the II century BC. Before the beginning of the second century AD, a sharp aridization of the climate was reconstructed, the peak of which occurred at the turn of the era. Paleo-soils of the second half of the third millennium BC are characterized by high humus content, leaching of carbonates from the upper horizons, impregnation with carbonate mycelium of the profile, the presence of veins of carbonates, disintegration or absence of carbonates, zooturbation of the profile, which is a sign of humid climatic conditions. At the turn of the era (the second half of the second century BC – the first half of the second century) with the increasing aridity of the climate, the chernozems acquired features of more southern subtypes, but there was no change in soil types and subtypes during this period.

Keywords: Kuban-Azov lowland, paleo-soils of the steppe landscapes, morphological structure of soils, humus and carbonate profile, climate change

УДК 631.4

ИЗМЕНЕНИЕ КОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА МАКРО- И МИКРОАГРЕГАТОВ ТИПИЧНОГО ЧЕРНОЗЕМА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

© 2021 г. З. С. Артемьева^{а, *}, Н. Н. Данченко^а, Н. П. Кириллова^б, Н. П. Масютенко^с,
Е. В. Дубовик^с, А. В. Кузнецов^с, Б. М. Когут^а

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

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

^сКурский федеральный аграрный научный центр, ул. Карла Маркса, 70б, Курск, 305021 Россия

*e-mail: artemyevazs@mail.ru

Поступила в редакцию 21.01.2021 г.

После доработки 13.04.2021 г.

Принята к публикации 27.04.2021 г.

Дана количественная оценка содержания и состава органического вещества (ОВ) структурных отдельных агрочерноземов, расположенных в разных эрозионно-аккумулятивных зонах. Исследования проведены на типичном черноземе в условиях длительного многофакторного полевого опыта на водораздельном плато и склоне северной экспозиции. Показано, что эрозионные процессы приводят к существенным потерям ОВ водоустойчивых структурных отдельных, выделенных мокрым просеиванием из воздушно-сухих макроагрегатов размером 2–1 мм. Отмечены основные черты характера восстановления содержания углерода в агрегатной структуре агрочернозема аккумулятивной зоны. Проведено детальное сравнительное изучение количественного и качественного состава пулов ОВ разной локализации в водоустойчивых макро- (2–1 мм) и микро- (<0.25 мм) агрегатах, выделенных из воздушно-сухих макроагрегатов размером 2–1 мм. Выявлена общая тенденция уменьшения количества дискретного ОВ, вызванного как эрозионными процессами, так и распашкой агрочерноземов, приуроченных к разным зонам денудации–аккумуляции на склоне, на фоне включения в состав пахотного горизонта эродированных почв материала нижележащего слоя.

Ключевые слова: эрозия, водоустойчивая структура, грануло-денсиметрическое фракционирование, свободное органическое вещество, агрегированное органическое вещество, илистая фракция

DOI: 10.31857/S0032180X21110022

ВВЕДЕНИЕ

Эрозия почв является наиболее распространенной формой их деградации [5, 17, 31, 34, 37, 39, 44]. Она представляет собой четырехэтапный процесс, включающий отрыв, разрушение, транспортировку/перераспределение и осаждение отложений, при этом органическое вещество (ОВ) почвы оказывает влияние на протекание всех четырех этапов.

Качество и стабильность структуры почвы зависят прежде всего от устойчивости агрегатов в воде. Многочисленные исследования описывают взаимосвязь между показателями агрегатной устойчивости и эрозией почв [16, 18, 19, 29, 36, 49]. Хорошая водоустойчивость агрегатов определяется высоким содержанием ОВ в агрегатах и непосредственно влияет на структуру почвы и ее физические свойства. Механизм воздействия ОВ на стабильность водоустойчивых агрегатов почвы связан с уменьшением их “смачиваемости” и увеличением механической прочности [38].

Во многих работах было исследовано соотношение между общим уровнем накопления ОВ в почве и количеством водоустойчивых агрегатов [12, 18, 30]. Однако лишь немногие авторы пытались выделить и охарактеризовать фракции ОВ в водоустойчивых структурных отдельностях [13, 21, 27]. К настоящему времени получены сведения по трансформации содержания ОВ и его компонентов в агрегатах разного размера в обрабатываемых верхних слоях пахотных почв [40, 43], однако пока еще мало информации об их перераспределении под влиянием эрозии [42, 47].

Эрозия способствует активному распаду агрегатов [25]. В свою очередь, в результате разрушения агрегатов под воздействием эрозионных процессов из них высвобождаются ранее физически защищенные компоненты ОВ плотностью <1.6–1.8 г/см³, которые в дальнейшем легче деградируют по сравнению с таковыми большей плотности [24, 35, 41]. В связи с этим сведения о пулах ОВ,

локализованных в водоустойчивых структурных отдельностях разного размера, имеют важное значение для понимания роли ОВ в изменении водоустойчивой структуры почвы под воздействием эрозионных процессов.

Цели исследования: 1 – охарактеризовать макроструктуру типичного чернозема разной локализации на склоне; 2 – выделить водоустойчивые структурные отдельности из воздушно-сухих макроагрегатов размером 2–1 мм; 3 – оценить количественный и качественный состав ОВ водоустойчивых структурных отдельностей разного размера (макро- (2–1 мм) и микро- (<0.25 мм) агрегаты), выделенных из воздушно-сухих макроагрегатов размером 2–1 мм, в агрочерноземах, расположенных в разных эрозионно-аккумулятивных зонах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на типичном черноземе в условиях многофакторного полевого опыта ВНИИ земледелия и защиты почв от эрозии (Курская область, Медвенский район, с. Панино) на водораздельном плато и склоне северной экспозиции крутизной до 3° в слое 0–25 см после уборки урожая сельскохозяйственных культур.

Эрозионно-аккумулятивные зоны склона классифицировали по Ермолаеву [6]. Согласно этой классификации, на склонах выделены следующие зоны: 1) отсутствия эрозии (51°31.744 N, 036°07.272 E); 2) эрозионная (эрозионно-активная) (51°32.000 N; 036°07.063 E); 3) преобладающей аккумуляции (51°31.807 N; 036°06.004 E). Ранее было установлено, что различные их сочетания приурочены к определенным формам рельефа, где формируются специфические элементарные почвенные структуры [1–3, 9]. Исследования проводили на следующих вариантах многолетнего полевого опыта, заложенного в 1984 г.: 1 – несмытый; 2 – смытый; 3 – намытый агрочернозема. Вариант 1 был заложен на водораздельном плато в условиях зернопаропропашного севооборота (чистый пар – озимая пшеница – кукуруза – ячмень), в год отбора образцов (2017 г.) участок был под чистым паром; вариант 2 – на склоне северной экспозиции в условиях зернотравяного севооборота (озимая пшеница – ячмень + травы – многолетние травы – многолетние травы), в год отбора образцов участок был под озимой пшеницей; вариант 3 – на склоне северной экспозиции в условиях такого же зернотравяного севооборота, а в год отбора образцов участок также был под озимой пшеницей.

С каждого варианта опыта отбирали по 3 ненарушенных монолитных образца почвы (25 × 25 × 15 см). Способ робоподготовки к воздушно-сыхому просеиванию образцов почвы по Саввинову и далее мокрому просеиванию в модификации Хана выделенных воздушно-сухих агрегатов диаметром 2–1 мм описаны ранее [7]. Исследования

водоустойчивой структуры проводили способом мокрого просеивания воздушно-сухих макроагрегатов размером 2–1 мм как наиболее представительных в изучаемом типичном черноземе [7, 8]. Были получены водоустойчивые структурные отдельности размером 2–1, 1–0.5, 0.5–0.25 и <0.25 мм.

Для исследования состава компонентов ОВ водоустойчивые структурные отдельности размером 2–1 и <0.25 мм [7] были подвергнуты грануло-денсиметрическому фракционированию.

Для выделения разных пулов ОВ применяли модифицированный вариант грануло-денсиметрического фракционирования, полная схема которого представлена ранее [2]. Модификация заключается в исключении плотности 2.0 г/см³ из схемы фракционирования, поскольку сопряженное исследование фракции 1.8–2.0 г/см³ в режиме построения карты распределения элементов с электронной микроскопией выявило практически полное преобладание частиц кварца, покрытых глинистыми минералами с единичными фитолитами [10].

Свободное ОВ (ЛФ_{СВ}), локализованное в межагрегатном пространстве почвы – легкие фракции (плотность <1.8 г/см³), выделяли с помощью бромформ-этанольной смеси. Далее агрегаты разрушали ультразвуком и выделяли илстую фракцию – ил (<1 мкм). Для физического диспергирования использовали ультразвуковой диспергатор зондового типа ЛУЗД-0.5К-02-00000 ПС (Криамид, Россия). Озвучивание (71 Дж/мл) образца почвы (10 г + 50 мл деионизированной воды) осуществляли в течение 1 мин с последующим центрифугированием в соответствии с законом Стокса и повторяли 15 раз. После удаления илстых частиц из образца с помощью бромформ-этанольной смеси выделяли агрегированное ОВ (ЛФ_{АГР}) – легкие фракции (плотность <1.8 г/см³). Все процедуры выделения выполняли в трехкратной повторности.

Схема позволяет выделить 4 пула ОВ: неагрегированное, свободное (ЛФ_{СВ}); агрегированное (ЛФ_{АГР}); ил (Ил) и остаток (Ост).

Содержание углерода (ТС) и азота (ТН) определяли методом каталитического сжигания на анализаторе TOC Analyzer (Shimadzu, Japan). Все измерения выполняли в трехкратной повторности.

Статистическая обработка результатов выполнена с использованием статистического пакета Microsoft Excel 2010 (Microsoft Corporation, Redmond, WA, USA). Выбранный уровень значимости $p < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Агрегатный состав исследованных почв. Содержание воздушно-сухих структурных отдель-

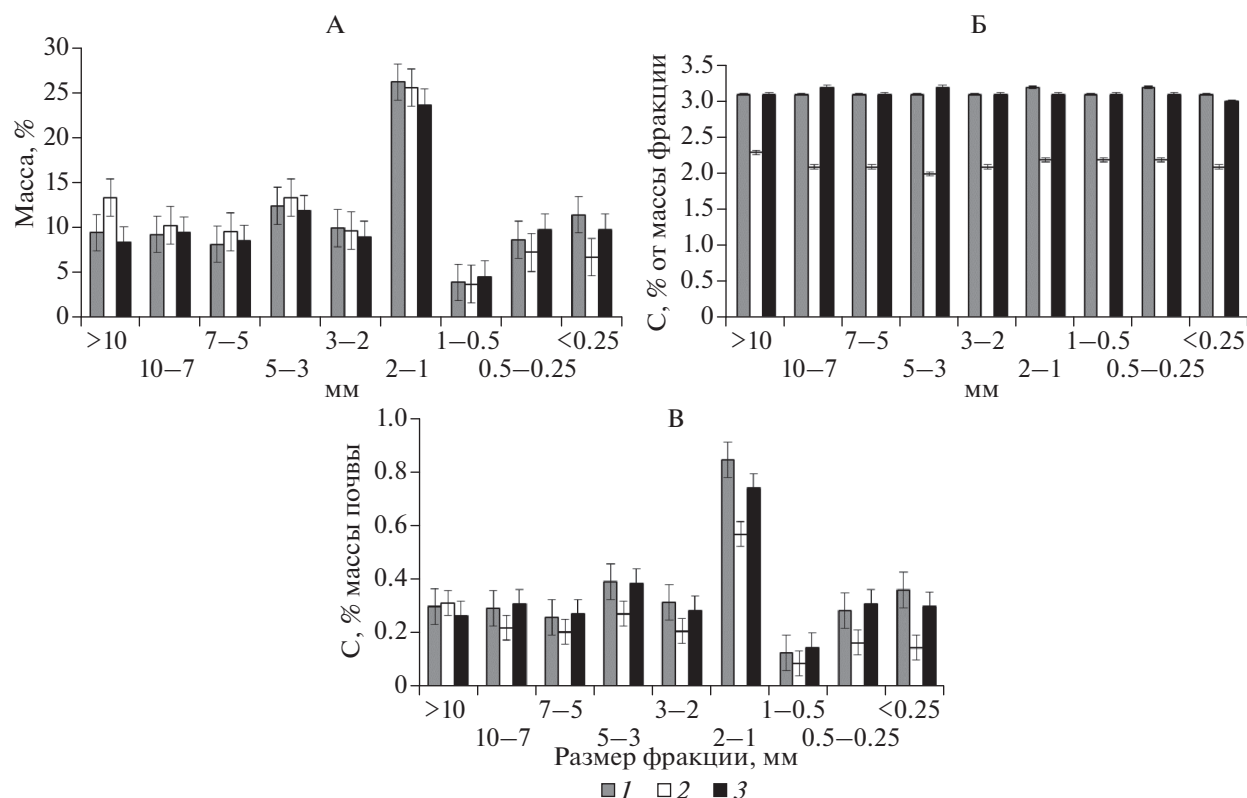


Рис. 1. Распределение структурных отдельностей в агрочерноземах разной локализации на склоне (А), концентрация (Б) и уровень накопления (В) в них углерода. Здесь и далее: 1 – несмытый, 2 – смытый, 3 – намытый варианты.

ностей изменялось в зависимости от размера в следующих последовательностях (рис. 1, А): в полнопрофильном агрочерноземе – $(1-0.5) < < (7-5) < (0.5-0.25) < (10-7) < (>10) < (3-2) < < (<0.25) < (5-3) < (2-1)$ мм; в эродированном агрочерноземе – $(1-0.5) < (<0.25) < (0.5-0.25) < < (7-5) < (3-2) < (10-7) < (>10) = (5-3) < (2-1)$ мм; в агрочерноземе аккумулятивной зоны – $(1-0.5) < (>10) < (7-5) < (3-2) < (10-7) < (<0.25) = (0.5-0.25) < (5-3) < (2-1)$ мм. Следует отметить статистически значимое уменьшение количества в эродированном агрочерноземе наиболее агрономически ценных агрегатов (3–1 мм), что предполагает разрушение преимущественно воздушно-сухих структурных отдельностей диаметром < 3 мм, за счет чего эродированная почва оказывается относительно обогащенной агрегатами более крупного размера (> 3 мм). В то же время некоторые исследователи отмечают преимущественный вынос мелких фракций почвы (< 0.05 мм) по сравнению с более крупными (> 1 мм) [25]. Однако нельзя исключить возможность разрушения структурных отдельностей всех размеров и вынос их составляющих вниз по склону. В аккумулятивной зоне происходит седиментация вынесенных сверху отложений и их частичное переагрегирование. Увеличение содержания агрегатов разме-

ром 1–0.5 и 0.5–0.25 мм в намытом агрочерноземе по сравнению с таковыми неэродированного агрочернозема, видимо, можно расценивать в качестве подтверждения возможности такого рода процессов. Следует отметить, что воздушно-сухие макроагрегаты размером 3–2 и 2–1 мм представляют собой наименее подверженные изменениям фракции в составе агрегатной структуры агрочерноземов, приуроченных к разным эрозионно-аккумулятивным зонам.

Концентрация углерода (% от массы фракции) в воздушно-сухих структурных отдельностях смытого агрочернозема статистически значимо уменьшается (в 1.5 раза) относительно таковой полнопрофильного варианта во всех классах структурных отдельностей, исключая фракции размером > 10 и 5–3 мм, где это уменьшение составило 1.3 и 1.6 раза соответственно (рис. 1, Б). Это свидетельствует об интенсификации процессов разрушения воздушно-сухих структурных отдельностей под воздействием эрозионных процессов [25]. Это согласуется с данными о минерализации ОВ, локализованного в структурных отдельностях в результате их деградации, полученными при изучении ОВ эрозионных ландшафтов основных типов почв Центра Русской равнины [3, 4, 9]. Это сопровождается выносом

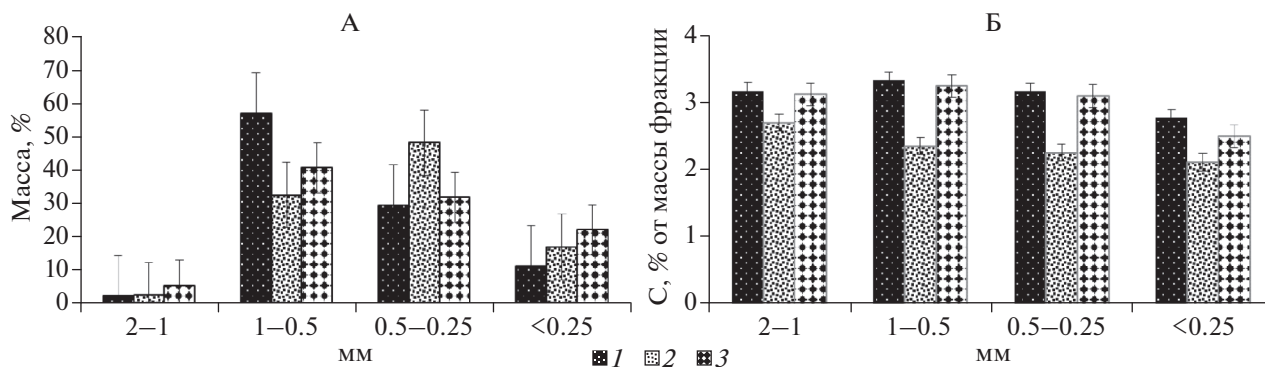


Рис. 2. Распределение водоустойчивых структурных отдельных (А) в воздушно-сухих агрегатах (2–1 мм) и уровень накопления в них углерода (% от массы фракции) (Б).

обогащенных ОВ тонкодисперсных частиц вниз по склону с их последующим отложением в аккумулятивной зоне. Таким образом, структурные отдельные чернозема аккумулятивной зоны обогащаются отлагаемым высокогумусированным тонкодисперсным материалом.

В намытом агрочерноземе содержание углерода (% от массы фракции) восстанавливается до уровня полнопрофильной почвы, что свидетельствует об отложении смытого материала разрушенных структурных отдельных в аккумулятивной зоне. При этом активное сельскохозяйственное использование исследованных почв, с одной стороны, усиливает разрушение агрегатов, а с другой, благоприятствует агрегированию почвенной массы на фоне поступления свежего ОВ растительных остатков культурных растений.

Воздушно-сухие структурные отдельные размером 2–1 мм – наиболее представительная по массе (рис. 1, А) и уровню накопления ОВ (% на массу почвы) (рис. 1, В) и одновременно одна из наименее подверженных изменениям фракция в составе агрегатной структуры агрочерноземов разных эрозионно-аккумулятивных зон.

Водоустойчивая структура воздушно-сухих агрегатов размером 2–1 мм. Содержание водоустойчивых структурных отдельных, выделенных из воздушно-сухих макроагрегатов (2–1 мм), в полнопрофильном и намытом агрочерноземах увеличивалось в зависимости от их размера в следующей последовательности: (2–1) < (<0.25) < (0.5–0.25) < (1–0.5) мм. В смытом агрочерноземе характер распределения водоустойчивых структурных отдельных несколько отличался: (2–1) < (<0.25) < (1–0.5) < (0.5–0.25) мм (рис. 2, А).

Аналитические данные свидетельствуют, что под влиянием эрозионных процессов происходит преимущественное разрушение структурных отдельных размером 1–0.5 мм (в 1.8 раза), сопровождающееся увеличением доли структурных отдельных меньшего размера (<0.5 мм): в

1.5–1.6 раза. Это не исключает вероятность того, что относительное увеличение долевого участия структурных отдельных размера <0.5 мм может быть следствием поступления материала разрушенных воздушно-сухих структурных отдельных разной размерности с последующей его перепакровкой/агрегированием на фоне постоянного поступления свежего ОВ растительных остатков культурных растений, а также включения в состав пахотного горизонта эродированного агрочернозема материала нижележащего почвенного слоя с иным характером распределения водоустойчивых структурных отдельных.

В намытом агрочерноземе наблюдается существенное увеличение количества водоустойчивых структурных отдельных всех исследованных размерностей, за исключением 0.5–0.25 мм, количество которых уменьшилось в 1.5 раза относительно такового эродированной почвы. Особенно резкие изменения наблюдались для водоустойчивых макроагрегатов размером 2–1 мм: их количество в намытом агрочерноземе увеличилось в 2.2 раза (по сравнению с эродированным) и более чем в 2.4 раза (относительно полнопрофильного). Наблюдаемое перераспределение агрегатов по размерам, по-видимому, являются следствием седиментации эродированного материала и сложного характера процессов образования–распада структурных отдельных в аккумулятивной зоне.

В эродированном агрочерноземе содержание углерода (% от массы фракции) водоустойчивых структурных отдельных уменьшается во всех исследованных размерностях: 1–0.5 мм ≈ 0.5–0.25 мм (в 1.4 раза) > (<0.25 мм) (в 1.3 раза) > 2–1 мм (в 1.2 раза) (рис. 2, Б). Уменьшение содержания ОВ является следствием включения в состав пахотного горизонта менее гумусированного материала нижележащего почвенного слоя [1–3]. Это сопровождается интенсификацией *in situ* минерализации ранее физически защищенного ОВ, которое высвобождается при разрушении агрегатов

Таблица 1. Компонентный состав водоустойчивых структурных отдельностей размером 2–1 и <0.25 мм. Среднее (стандартная ошибка)

| Структурные отдельности, мм | Вариант | ЛФ _{СВ} | ЛФ _{АГР} | Ил | Остаток |
|-----------------------------|----------|-------------------------------------|-------------------|--------------|--------------|
| | | % от массы структурных отдельностей | | | |
| 2–1 | Несмытый | 0.97 (0.10) | 2.78 (0.13) | 24.14 (0.46) | 72.14 (0.61) |
| | Смытый | 0.65 (0.13) | 2.12 (0.37) | 23.56 (0.72) | 73.67 (0.60) |
| | Намытый | 0.88 (0.26) | 3.33 (0.31) | 21.75 (1.01) | 74.05 (0.74) |
| <0.25 | Несмытый | Не обн. | 2.64 (0.24) | 21.63 (0.72) | 75.73 (0.95) |
| | Смытый | Не обн. | 1.36 (0.19) | 22.89 (0.71) | 75.74 (0.69) |
| | Намытый | Не обн. | 2.29 (0.25) | 19.66 (0.11) | 78.05 (0.29) |

и становится более доступным для микробиологических атак [24, 35, 41].

В намытом агрочерноземе аккумулятивной зоны содержание углерода водоустойчивых структурных отдельностей всех изученных размерностей практически восстанавливается до такового полнопрофильного агрочернозема.

Таким образом, аналитические данные свидетельствуют, что в аккумулятивной зоне происходит седиментация вынесенного сверху почвенного материала с последующим его включением в процессы агрегирования. Это согласуется с литературными данными [23, 32, 33] об обогащении намытых почв **ОВ** за счет отложения в них высокогумусированного тонкодисперсного материала верхних горизонтов эродированных почв. Росту концентрации углерода водоустойчивых структурных отдельностей в аккумулятивной зоне также может способствовать локальный гидроморфизм, часто наблюдаемый внизу катены. Последнее положение согласуется с данными об относительной повышенной влажности намытых почв в разных биоклиматических зонах мира [14, 20, 47, 48].

Компонентный состав водоустойчивых структурных отдельностей воздушно-сухих агрегатов размером 2–1 мм. Аналитические данные выявили, что вне зависимости от положения агрочерноземов на склоне, компонентный состав водоустойчивых структурных отдельностей разного размера, выделенных их воздушно-сухих агрегатов размером 2–1 мм, практически идентичен. Доля компонентов в структурных отдельностях разного размера уменьшается в ряду: Остаток (73–78%) > Ил (20–24%) > ЛФ_{АГР} (1–3%) (табл. 1). Исключение отмечено лишь для свободного **ОВ** (ЛФ_{СВ}), которое в микроагрегатах практически отсутствует (обнаружены следы).

В макроагрегатах эродированного агрочернозема выявлено статистически достоверное уменьшение количества ЛФ_{СВ} по сравнению с таковым полнопрофильного (в 1.5 раза), что обусловлено, в первую очередь, включением в состав пахотного горизонта эродированного чернозема материала

нижележащего почвенного слоя с исходно меньшим содержанием свободного **ОВ**. Увеличение количества ЛФ_{СВ} в намытом агрочерноземе может быть совокупным результатом отложения эродированного **ОВ**, поступления свежего **ОВ** растительных остатков сельскохозяйственных культур, а также консервации **ОВ** в условиях повышенного увлажнения внизу склона.

Для агрегированного **ОВ** (ЛФ_{АГР}) во всех объектах исследования наблюдается единая закономерность: его содержание значимо уменьшается при переходе от несмытого к смытому чернозему, а затем возрастает в намытом варианте. Следует отметить, что в микроагрегатах величина снижения существенно больше по сравнению с таковой в макроагрегатах: 1.9 против 1.3 раза соответственно.

Доля ила в водоустойчивых структурных отдельностях по вариантам опыта меняется незначительно. Для микроагрегатов отмечено увеличение количества ила в смытом и его уменьшение в намытом агрочерноземах. Для макроагрегатов характерно постепенное уменьшение количества ила вниз по склону.

Доля фракции Ост в разных зонах денудации-аккумуляции меняется незначительно.

Таким образом можно отметить общую тенденцию уменьшения количества дискретного **ОВ**, вызванного как эрозийными процессами, так и распашкой исследованных агрочерноземов на фоне включения в состав пахотного горизонта эродированных почв материала нижележащего слоя. Следствием этих процессов является относительное увеличение минеральной составляющей почв (Ил). Этому также способствует вынос эродированного материала, обогащенного дискретным **ОВ**, с последующим его переотложением в зоне аккумуляции.

Качественный состав **ОВ водоустойчивых структурных отдельностей.** Вне зависимости от размера структурных отдельностей, для величины концентрации **С** дискретного **ОВ** (ЛФ_{СВ} и ЛФ_{АГР}) наблюдается единая тенденция к уменьшению в ряду: эродированный > полнопрофильный > намытый

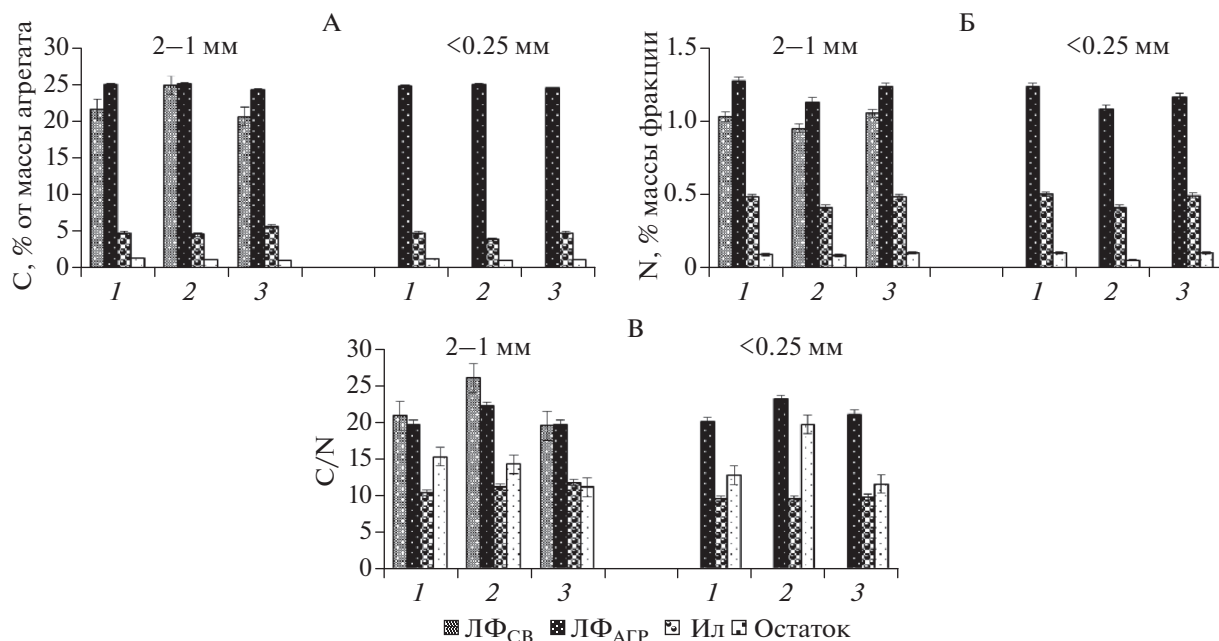


Рис. 3. Величины концентрации углерода (% от массы фракции) (А) и азота (% от массы фракции) (Б), а также отношения C/N (В) в органических и органо-минеральных фракциях в разных компонентах ОВ водоустойчивых структурных отдельностей, выделенных из воздушно-сухих агрегатов размером 2–1 мм.

(рис. 3, А). Для азота наблюдается иной характер распределения величин концентрации, которые увеличиваются в такой же последовательности. Минимальные величины концентрации азота, аналогично углероду, отмечены для эродированного агрочернозема, однако в намытом агрочерноземе, в противоположность углероду, концентрация азота не восстанавливается даже до уровня полнопрофильного варианта (рис. 3, Б).

Средняя величина отношения C/N в дискретном ОВ вне зависимости от размера структурных отдельностей увеличивается в ряду: эродированный < полнопрофильный ≈ намытый (рис. 3, В). Отмеченные максимальные величины отношения C/N в эродированном агрочерноземе, по-видимому, свидетельствуют о протекающих процессах обновления дискретного ОВ на всех уровнях организации почвенной массы на фоне изменившихся экологических условий.

Вне зависимости от размера структурных отдельностей величины концентрации С и N минерально-ассоциированного ОВ (Ил и Ост) уменьшаются в ряду: полнопрофильный ≈ намытый > > эродированный (рис. 3, А, Б). Средняя величина отношения C/N в илистой фракции вне зависимости от размера структурных отдельностей увеличивается в ряду: полнопрофильный < эродированный < намытый (рис. 3, В). При этом средняя величина отношения C/N для илистой фракции микроагрегатов (9.6) меньше таковой макроагрегатов (11.0), что позволяет предполо-

жить, что ОВ ила макроагрегатов обновляется более быстрыми темпами.

Для фракции Ост отмечена иная закономерность: средняя величина отношения C/N в макроагрегатах уменьшается в ряду: полнопрофильный > > эродированный > намытый, а в микроагрегатах увеличивается в ряду: намытый < полнопрофильный < эродированный.

Уровень накопления углерода в водоустойчивых структурных отдельностях разного размера. Вне зависимости от положения на склоне макроагрегаты накапливают больше углерода по сравнению с микроагрегатами, что согласуется с многочисленными литературными данными [15, 21, 22, 26, 28, 45, 49]. При этом величина увеличения возрастает в ряду: полнопрофильный (в 1.1 раза) < < намытый (в 1.2 раза) < < смытый (в 1.3 раза).

В микроагрегатах эродированного агрочернозема уровень накопления углерода статистически значительно уменьшается относительно такового полнопрофильного в 1.3 раза, а в макроагрегатах в 1.2 раза. Содержание углерода в водоустойчивых структурных отдельностях разного размера намытого агрочернозема восстанавливается, не достигая, однако, уровня полнопрофильного (рис. 4, А).

Выявлены существенные различия по содержанию углерода в компонентах ОВ водоустойчивых структурных отдельностей разного размера между агрочерноземами, приуроченными к разным зонам денудации-аккумуляции. Для всех компонентов ОВ эродированного агрочернозема,

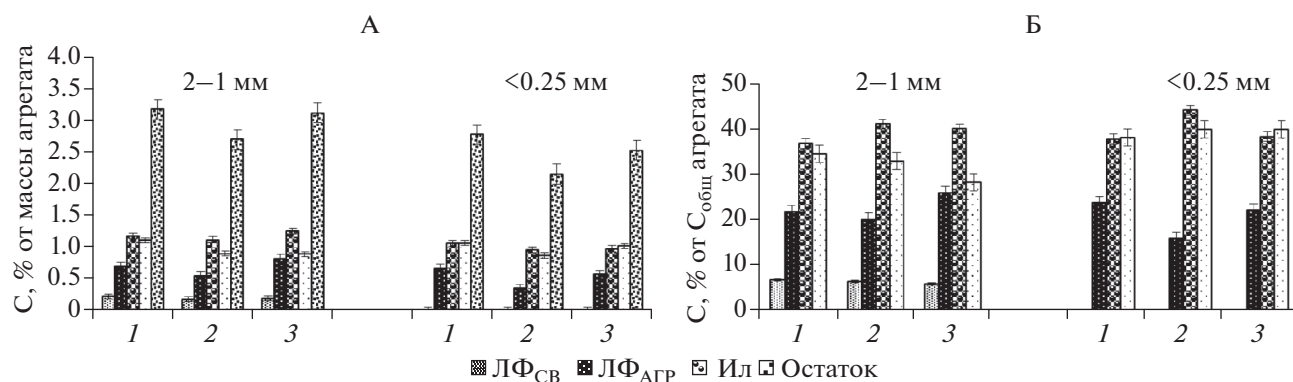


Рис. 4. Содержание углерода (% от массы агрегата) (А) в разных компонентах ОВ водоустойчивых структурных отделностей разного размера и их доли в общем уровне накопления углерода (% от $C_{\text{общ}}$ агрегата) (Б).

зафиксировано значительное уменьшение содержания углерода, что свидетельствует о минерализации ОВ. При этом макроагрегаты демонстрируют большую степень устойчивости к эрозионным процессам по сравнению с микроагрегатами.

В макроагрегатах эродированного агрочернозема отмечено уменьшение (в 1.2 раза) содержания свободного ОВ (ЛФ_{СВ}) по сравнению с полнопрофильным. В намытом агрочерноземе оно частично восстанавливается, однако не достигает уровня полнопрофильного.

Для агрегированного ОВ (ЛФ_{АГР}) в эродированном агрочерноземе величина убыли содержания углерода в микроагрегатах больше таковой в макроагрегатах (в 1.9 против 1.3 раза, соответственно). В намытом агрочерноземе уровень содержания углерода увеличивается относительно смытого и либо превышает (в макроагрегатах), либо не достигает (в микроагрегатах) такового полнопрофильного агрочернозема.

На уровне накопления углерода в илистой фракции почв изученных вариантов эрозионные процессы практически не сказываются: в смытом агрочерноземе его величина лишь в 1.1 раза меньше по сравнению с полнопрофильным на всех исследованных уровнях организации почвенной массы. В намытом агрочерноземе уровень содержания углерода увеличивается относительно смытого и, либо превышает (в макроагрегатах), либо не достигает (в микроагрегатах) такового полнопрофильного агрочернозема.

Для ОВ фракции Ост эродированного агрочернозема отмечено уменьшение (в 1.2 раза) уровня накопления углерода на всех исследованных уровнях организации почвенной массы.

Распределение углерода в компонентах водоустойчивых структурных отделностей разного размера. Анализ долевого участия углерода разных компонентов ОВ (% $C_{\text{общ}}$ агрегата) агрочерноземов, приуроченных к разным зонам денудации-

аккумуляции, показал, что в результате эрозионных процессов в первую очередь сокращается доля дискретного ОВ (рис. 4, Б). Уменьшение доли ЛФ_{АГР} в микроагрегатах значительно больше таковой в макроагрегатах: 1.5 против 1.1 раза соответственно. Следует особо отметить отсутствие свободного ОВ в водоустойчивых микроагрегатах. Долевое участие илистой фракции в макро- и микроагрегатах увеличивается в 1.1 и 1.2 раза соответственно.

Распределение долевого участия фракции Ост в общем уровне накопления углерода в структурных отделностях разного размера носит разнонаправленный характер. В макроагрегатах смытого агрочернозема доля фракции Ост незначительно уменьшается относительно таковой полнопрофильного, а в микроагрегатах — увеличивается.

В намытом агрочерноземе доля ЛФ_{АГР} увеличивается относительно смытого и либо превышает (в макроагрегатах), либо не достигает (в микроагрегатах) таковую полнопрофильного агрочернозема. Это сопровождается уменьшением долевого участия илистой фракции в макро- (незначительно) и микроагрегатах (в 1.2 раза). Доля фракции Ост в макроагрегатах намытого агрочернозема продолжает уменьшаться, а в микроагрегатах практически не меняется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ экспериментальных данных показал, что эрозионные процессы активно разрушают все классы воздушно-сухих структурных отделностей, материал которых частично выносится вниз по склону.

Однако эродированные почвы активно используются в сельском хозяйстве, соответственно в почву поступает свежее ОВ растительных остатков культурных растений, что стимулирует процессы агрегирования в почве.

Распределение структурных отдельностей того или иного размера в агрочерноземах, находящихся в разных эрозионно-аккумулятивных зонах, является суммарным результатом процессов разрушения-новообразования агрегатов.

Воздушно-сухие структурные отдельности размером 2–1 мм представляют собой одну из наименее подверженных изменениям фракций в составе воздушно-сухой агрегатной структуры агрочерноземов.

Под влиянием эрозионных процессов активно деградирует и водоустойчивая структура агрочерноземов, о чем свидетельствует значительное уменьшение количества водоустойчивых агрегатов размером 1–0.5 мм (в 1.8 раза относительно полнопрофильного агрочернозема), сопровождающееся увеличением количества структурных отдельностей меньшего размера (<0.5 мм).

Эрозионные процессы активно способствуют минерализации ОВ всех компонентов водоустойчивых структурных отдельностей разного размера, выделенных из воздушно-сухих агрегатов размером 2–1 мм. Это обусловлено разрушением структуры под действием эрозионных процессов и распашки, в результате чего ОВ, ранее локализованное в водоустойчивых структурных отдельностях, становится более доступным для микробиологических атак и, следовательно, минерализуется *in situ*, частично выносятся вниз по склону.

В первую очередь минерализуется дискретное ОВ. Уровень накопления углерода дискретного ОВ и его доля в $S_{\text{общ}}$ структурных отдельностей уменьшаются, что сопровождается относительным увеличением доли илестой фракции.

Максимальные наблюдаемые величины отношения C/N в эродированном агрочерноземе для большинства исследованных компонентов ОВ, по-видимому, свидетельствуют о меньшей степени зрелости ОВ эродированного агрочернозема, то есть эрозионные процессы способствуют обновлению ОВ.

Процессы новообразования ОВ имеют место и в намытом агрочерноземе. За счет поступления достаточно зрелого ОВ материала пахотного горизонта эродированного агрочернозема, ОВ намытого агрочернозема в целом более зрелое по сравнению с эродированным, но менее зрелое, по сравнению с полнопрофильным, что подтверждается большей величиной отношения C/N. Увеличение количества структурных отдельностей большей части размеров в намытом агрочерноземе, часто превышающее таковое полнопрофильной почвы, по-видимому, свидетельствует о благоприятных условиях для формирования агрегатов, чему способствует и свежее ОВ (растительные остатки культурных растений).

Микроагрегаты представляют собой фрагменты/структурные единицы макроагрегатов. Основ-

ными аргументами в пользу этого являются: 1 – отсутствие свободного ОВ в микроагрегатах, что предполагает лишь минерализацию агрегированного ОВ без возможности его возобновления за счет свободного ОВ, 2 – близкий количественный и качественный состав ОВ, 3 – большая степень выраженности негативных изменений состава и качества ОВ микроагрегатов под воздействием эрозионных процессов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

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. *Артемова З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
3. *Артемова З.С.* Органо-минеральные профили агрогенно-эрозионно-деградированных типичных черноземов Западной части Центрально-Черноземного района // *Агрохимия*. 2009. № 3. С. 1–8.
4. *Артемова З.С., Травникова Л.С.* Изменение характеристик органического вещества и глинистых минералов серых почв в процессе агропедогенеза // *Почвоведение*. 2006. № 1. С. 96–107.
5. *Васнев И.И.* Почвенные сукцессии как форма средневременной эволюции почв. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 2003. 48 с.
6. *Ермолаев О.П.* Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1992. 147 с.
7. *Когут Б.М., Артемова З.С., Кириллова Н.П., Яшин М.А., Сошникова Е.И.* Компонентный состав органического вещества воздушно-сухих и водоустойчивых макроагрегатов 2–1 мм типичного чернозема в условиях контрастного землепользования // *Почвоведение*. 2019. № 2. С. 161–170. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19020084>
8. *Сысуев С.А.* Содержание и состав органического вещества агрегатов черноземов Автореф. дис. ... канд. с.-х. н. 2005. 24 с.
9. *Травникова Л.С., Артемова З.С., Сорокина Н.П.* Распределение гранулоденсиметрических фракций в дерново-подзолистых почвах, подверженных плоскостной эрозии // *Почвоведение*. 2010. № 4. С. 495–504.
10. *Федотов Г.Н., Артемова З.С.* Коллоидная составляющая грануло-денсиметрических фракций почв // *Почвоведение*. 2015. № 1. С. 61–70. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15010049>

11. Хан Д.В. Органо-минеральные соединения и структура почвы. М.: Наука, 1969. 141 с.
12. Angers D.A., N'dayegamiye A., Côté D. Tillage-induced differences in organic matter of particle-size fractions and microbial biomass // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1993. V. 57. P. 512–516.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1993.03615995005700020035x>
13. Baldock J., Kay B., Schnitzer M. Influence of cropping treatment on the monosaccharide content of the hydrolysates of a soil and its aggregate fractions // *Can. J. Soil Sci.* 1987. V. 67. P. 489–499.
<https://doi.org/10.4141/cjss87-046>
14. Berhe A.A., Kleber M. Erosion, deposition, and the persistence of soil organic matter: Mechanistic considerations and problems with terminology // *Earth Surf. Process. Landf.* 2013. V. 38. P. 908–912.
<https://doi.org/10.1002/esp.3408>
15. Cambardella C.A., Elliott E.T. C and nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated grassland soils // *Soil Sci Soc Am J.* 1994. V. 58. P. 123–130.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800010017x>
16. Cerdá A. Soil aggregate stability under different Mediterranean vegetation types // *Catena.* 1998. V. 32. P. 73–86.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00041-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00041-1)
17. Chalise D., Kumar L., Spalevic V., Skataric G. Estimation of Sediment Yield and Maximum Outflow Using the IntErO Model in the Sarada River Basin of Nepal // *Water.* 2019. V. 11. P. 952.
<https://doi.org/10.3390/w11050952>
18. Chaney K., Swift R.S. The influence of organic matter on aggregate stability in some British soils // *J. Soil Sci.* 1984. V. 35. P. 223–230.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1984.tb00278.x>
19. De Ploey J., Poesen J. Aggregate stability, runoff generation and interrill erosion / Eds.: K.S. Richards, R.R. Arnett, S. Ellis. *Geomorphology and Soils.* George Allen & Unwin, London, 1985.
20. Dlugoš V., Fiener P., Van Oost K., Schneider K. Model based analysis of lateral and vertical soil carbon fluxes induced by soil redistribution processes in a small agricultural catchment // *Earth Surface Processes and Landforms.* 2012. V. 37(2). P. 193–208.
<https://doi.org/10.1002/esp.2246>
21. Dormaar J.F. Chemical properties of soil and water stable aggregates after sixty-seven years of cropping to spring wheat // *Plant Soil.* 1983. V. 75. P. 51–61.
<https://doi.org/10.1007/BF02178613>
22. Elliott E.T. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1986. V. 50. P. 627–633.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000030017x>
23. Gregorich E.G., Greer K.J., Anderson D.W., Liang B.C. Carbon distribution and losses, erosion and deposition effects // *Soil & Tillage Research.* 1998. V. 47. P. 291–302.
[https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(98\)00117-2](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(98)00117-2)
24. Hancock G.R., Kunkel T., Wells T., Martinez C. Soil organic carbon and soil erosion – Understanding change at the large catchment scale // *Geoderma.* 2019. V. 343. P. 60–71.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.02.012>
25. Jakab G., Szabó J., Szalai Z., Mészáros E., Madarász B., Centeri C., Szabó B., Németh T., Sípó P. Changes in organic carbon concentration and organic matter compound of erosion-delivered soil aggregates // *Environ. Earth Sci.* 2016. V. 75. P. 144.
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-5052-9>
26. Jastrow J.D. Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral associated organic matter // *Soil Biology & Biochemistry.* 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)
27. Jocteur-Monrozier L., Ladd J.N., Fitzpatrick R.W., Foster R.C., Raupach M. Components and microbial biomass content of size fractions in soils of contrasting aggregation // *Geoderma.* 1991. V. 50(1–2). P. 37–62.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(91\)90025-O](https://doi.org/10.1016/0016-7061(91)90025-O)
28. John B., Yamashita T., Ludwig B., Flessa H. Organic carbon storage 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>
29. Imeson A.C., Vis M. Assessing soil aggregate stability by ultrasonic dispersion and water-drop impact // *Geoderma.* 1984. V. 34. P. 185–200.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(84\)90038-7](https://doi.org/10.1016/0016-7061(84)90038-7)
30. Kemper W.D., Koch E.J. Aggregate stability of soils from Western United States and Canada // *Colorado Agric. Exp. Stn. Bull.* 1966. V. 1355. P. 1–52.
31. Khaledi Darvishan A., Mohammadi M., Skataric G., Popovic S., Behzadfar M., Rodolfo Ribeiro Sakuno N., Luiz Mincato R., Spalevic V. Assessment of soil erosion, sediment yield and maximum outflow, using IntErO model (Case study: S8-IntA Shirindarreh Watershed, Iran) // *Agriculture and Forestry.* 2019. V. 65(4). P. 203–210.
<https://doi.org/10.17707/AgricultForest.65.4.18>
32. Kuhn N.J. Erodibility of soil and organic matter, independence of organic matter resistance to interrill erosion // *Earth Surface Processes and Landforms.* 2007. V. 32. P. 794–802.
<https://doi.org/10.1002/esp.1486>
33. Kuhn N.J., Hoffmann T., Schwanghart W., Dotterweich M. Agricultural soil erosion and global carbon cycle, controversy over? // *Earth Surface Processes and Landforms.* 2009. V. 34. P. 1033–1038.
<https://doi.org/10.1002/esp.1796>
34. Lal R. Soil erosion and the global carbon budget // *Environ. Int.* 2003. V. 29. P. 437–450.
[https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(02\)00192-7](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(02)00192-7)
35. Lal R. Accelerated Soil erosion as a source of atmospheric CO₂ // *Soil Tillage Research.* 2018. V. 188. P. 35–40.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2018.02.001>
36. Le Bissonnais Y. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology // *Eur. J. Soil Sci.* 1996. V. 47. P. 425–437.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01843.x>
37. Nikolic G., Spalevic V., Curovic M., Khaledi Darvishan A., Skataric G., Pajic M., Kaviani A., Tanaskovik V. Variability of Soil Erosion Intensity Due to Vegetation Cover Changes: case Study of Orahovacka Rijeka, Montenegro // *Notulae Botanicae Horti Agrobotanici Cluj-Napoca.* 2019. V. 47(1). P. 237–248.
<https://doi.org/10.15835/nbha47111310>

38. *Onweremadu E.U., Akamigbo F.O.R., Igwe C.A.* Pedality and Soil Moisture Retention Characteristics in Relation to Erodibility of Selected Soils // *Nature and Science*. 2007. V. 5(1). P. 1–7.
39. *Ouallali A., Aassoumi H., Moukhchane M., Moumou A., Houssni M., Spalevic V., Keesstra S.* Sediment mobilization study on Cretaceous, Tertiary and Quaternary lithological formations of an external Rif catchment, Morocco // *Hydrological Sciences J.* 2020. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1755435>
40. *Rabbi S.M.F., Wilson B.R., Lockwood P.V., Daniel H., Young I.M.* Soil organic carbon mineralization rates in aggregates under contrasting land uses // *Geoderma*. 2014. V. 216. P. 10–18. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.10.023>
41. *Schmidt M.W.I., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Gugenberger G., Janssens I.A., Kleber M., Kogel-Knabner I., Lehmann J., Manning D.A.C., Nannipieri P., Rasse D.P., Weiner S., Trumbore S.E.* Persistence of Soil Organic Matter as an Ecosystem Property // *Nature*. 2011. V. 478. P. 49–54. <https://doi.org/10.1038/nature10386>
42. *Six J., Paustian K.* Aggregate-associated soil organic matter as an ecosystem property and a measurement tool // *Soil Biology & Biochemistry*. 2014. V. 68. P. A4–A9. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.06.014>
43. *Spaccini R., Piccolo A.* Effects of field managements for soil organic matter stabilization on water-stable aggregate distribution and aggregate stability in three agricultural soils // *J. Geochem Explor.* 2013. V. 129. P. 45–51. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.10.004>
44. *Spalevic V., Curovic M., Borota D., Fustic B.* Soil erosion in the river basin Zeljeznica, area of Bar Montenegro // *Agriculture and Forestry*. 2012. V. 54(1–4). P. 5–24.
45. *Tisdall J.M., Oades J.M.* The effect of crop rotation on aggregation in a red-brown earth // *Aust. J. Soil Res.* 1980. V. 18. P. 423–433. <https://doi.org/10.1071/SR9800423>
46. *Western A.W., Grayson R.B.* The tarrawarra data set: soil moisture patterns, soil characteristics, and hydrological flux measurements // *Water Resour. Res.* 1998. V. 34. P. 2765–2768. <https://doi.org/10.1029/98WR01833>
47. *Wiaux F., Cornelis J.T., Cao W., Vanclooster M., Van Oost K.* Combined effect of geomorphic and pedogenic processes on the distribution of soil organic carbon quality along an eroding hillslope on loess soil // *Geoderma*. 2014. V. 216. P. 36–47. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.10.013>
48. *Wilson D.J., Western A., Grayson R.B.* A terrain and data-based method for generating the spatial distribution of soil moisture // *Adv. Water Resour.* 2005. V. 28. P. 43–54. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.09.007>
49. *Zheng H., Liu W., Zheng J., Luo Y., Li R., Wang H., Qi H.* Effect of long-term tillage on soil aggregates and aggregate-associated carbon in black soil of Northeast China // *PLoS ONE*. 2018. V. 13(6). P. e0199523. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0199523>

Alteration of the Content and Composition of Organic Matter in Macro- and Microaggregates of Haplic Chernozem under the Influence of Erosion Processes

Z. S. Artemyeva^{1, *}, N. N. Danchenko¹, N. P. Kirillova², N. P. Masyutenko³,
E. V. Dubovik³, A. V. Kuznetsov³, and B. M. Kogut¹

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

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

³*Federal State Budget Scientific Institution "Kursk FANTS", Kursk, 305021 Russia*

*e-mail: artemyevazs@mail.ru

A quantitative assessment of the content and composition of structural unites of agrochernozems located in different erosive-accumulative zones are presented. The studies were carried out on of Haplic Chernozems (Loamic, Pachic) in a long multifactor field stationary experiment of the Russian Research Institute of Agriculture and Protection of Soil from Erosion (Kursk region) on the watershed plateau and the slope of the Northern exposure. It is shown that under the influence of erosion there is a significant decrease in the carbon content in all air-dry structural unites of studied soils. It was revealed that erosion also lead to significant losses of organic matter in water-stable structural unites isolated by wet sieving from air-dry macroaggregates of 2–1 mm in size. The main features of the character of carbon content recovery in the aggregate structure of agrochernozem of the accumulative zone were noted. A detailed comparative study of the composition of different organic matter pools in water-stable macro- (2–1 mm) and microaggregates (<0.25 mm) isolated by wet sieving from air-dry macroaggregates of 2–1 mm size was conducted. A general tendency to a decrease in quantity of the discrete OM was revealed, which was provoked both by erosive processes and plowing of the Chernozems dated to different zones of denudation-accumulation on a slope, against the background of inclusion in composition of the arable horizon of the eroded soils the material of the underlying layer.

Keywords: erosion, water-stable structure, granulo-densitometric fractionation, free organic matter, occluded organic matter, clay

УДК 631.48

СРАВНЕНИЕ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОЕДИНЕНИЙ УГЛЕРОДА ПИРОГЕННО ИЗМЕНЕННЫХ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ

© 2021 г. А. А. Дымов^{а, *}, В. В. Старцев^а, Н. М. Горбач^а, И. В. Паюсова^а,
Д. Н. Габов^а, О. Доннерхак^б

^аИнститут биологии ФИЦ Коми научного центра УрО РАН, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

^бИнститут почвоведения, Университет Лейбница, Herrenhäuser Str., 2, Ганновер, 30419 Германия

*e-mail: aadyumov@gmail.com

Поступила в редакцию 26.02.2021 г.

После доработки 25.04.2021 г.

Принята к публикации 27.04.2021 г.

На примере торфяной почвы (Rheic Hemic Histosol (Lignic)), расположенной на юге средней тайги Республики Коми, проведено исследование почвенного органического вещества (ПОВ) с целью поиска биомаркеров и особенностей органического вещества, связанных с воздействием пожаров. Показано, что пожары оказывают существенное влияние на органическое вещество торфов. Пирогенную активность определяли по содержанию макроуглей. Органическое вещество исследовали методом твердотельной ¹³C-ЯМР-спектроскопии, определяли концентрации полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) и бензолполикарбонновых кислот (БПКК). Показано, что данные методы позволяют диагностировать влияние пожаров на состав ПОВ. В составе горизонтов с признаками пирогенеза возрастает доля углерода, представленного ароматическими фрагментами, существенно увеличивается концентрация ПАУ, преимущественно за счет нафталина, фенантрена и хризена. По результатам оценки содержания БПКК впервые для территории европейского севера оценены запасы углерода пирогенно-измененных соединений (PyC), которые составляют 4.4 кг/м². Показатели, характеризующие соединения и молекулярные фрагменты пирогенно измененных органических соединений, полученные различными методами, хорошо коррелируют между собой. Коэффициенты корреляции Пирсона между содержанием углерода, входящего в состав ароматических соединений (C_{ар}) и C_{БПКК}, составляют $R = 0.84$ ($p < 0.05$), с индивидуальными БПКК $R = 0.81–0.90$ ($p < 0.05$).

Ключевые слова: торф, пожары, ЯМР, БПКК, Histosols

DOI: 10.31857/S0032180X2111006X

ВВЕДЕНИЕ

Пожары – один из ведущих факторов изменения большинства наземных экосистем планеты [28, 32, 34, 57]. Экосистемы северных широт содержат существенные запасы материалов, которые потенциально могут быть подвержены пирогенному воздействию [11, 23, 53]. В первую очередь пожарами могут уничтожаться лесная подстилка, торф, растения напочвенного покрова и древесного яруса. В ходе голоцена пирогенная активность в бореальных лесах была различной. В зависимости от среднегодовой температуры воздуха и количества осадков интенсивность и частота пожаров в отдельные этапы голоцена отличалась [4, 12, 14, 30, 35].

В настоящее время углерод пирогенно измененных органических соединений (PyC) рассматривается как один из наиболее стабильных и устойчивых к микробиологическому разложению

пулов почвенного углерода [10, 54, 55]. Считается, что PyC может сохраняться в почвах до нескольких тысяч лет [49]. Благодаря этому во многих современных работах он рассматривается как важный пул по секвестрированию углерода из атмосферы [38, 39]. Во многих работах именно с ним связаны перспективы по сглаживанию влияния растущей концентрации углекислого газа в атмосфере. Несмотря на общепризнанную важность PyC в экосистемах, в настоящее время нет единого подхода к его определению в почвах [45]. Проведенные ранее работы позволили выявить, что при пожарах наблюдается многократное увеличение содержания полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) [24, 26, 37]. Часть исследователей связывает содержание пирогенного углерода с ароматическими фрагментами в области 110–165 миллионных долей (м. д.) спектров ядерного магнитного резонанса [50].

В настоящее время возрастает интерес к болотным экосистемам и различным аспектам их функционирования [9]. Выявлено, что торфа содержат значительные количества углерода, в том числе пирогенного происхождения [50]. Торфяные пожары приводят к катастрофическим последствиям [7, 8, 58]. На территории Республики Коми торфяные почвы занимают около 10% территории [22]. К настоящему времени достаточно подробно изучен геоботанический состав [5], морфологические и некоторые химические свойства торфяных почв равнинной части республики [18]. Подробно изучен состав органического вещества торфов северных регионов [21, 51, 56]. Но при этом данные, касающиеся влияния пожаров на химические свойства торфяных почв на территории европейского севера, отсутствуют.

Цель работы – оценка возможностей применения различных современных методов для определения содержания соединений углерода пирогенно модифицированных органических соединений на примере торфяной почвы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования проводили в августе 2019 г. В качестве объекта взят торфяник, развивающийся под сосняком багульниково-сфагновым в окрестностях национального парка “Койгородский”. Объект расположен на отрогах Северных Увалов, являющихся водоразделом бассейнов Волги и Северной Двины [2]. Согласно почвенно-географическому районированию [19], данная территория находится на границе средне-таежного Луза-Сысольского округа подзолистых и болотно-подзолистых почв, и южно-таежного Летского округа дерново-подзолистых почв. Среднегодовая температура составляет 1–2°C, количество осадков – 800 мм, из них на лето приходится 400–500 мм [1]. Общий вид ландшафта и строения почвы представлены на рис. 1. Почвенный профиль представляет собой торфяную толщу, подстилаемую суглинистым минеральным горизонтом G. Согласно [20], почва отнесена к торфяно-олиготрофной, по IUSS [47] к Rheic Hemic Histosol (Lignic). Строение почвенного профиля: TO1 (0–10 см)–T2руг (10–15 см)–T3 (15–30 см)–T4 (30–50 см)–T5 (50–70 см)–T6 (70–90 см)–T7руг (90–105 см)–T8руг (105–115 см)–G (115–130 см). Органическая часть профиля состоит из растительных остатков, находящихся на разной стадии разложения: от свежего очеса мхов (степень разложения 5–10%), до средне и хорошо разложившихся в нижних горизонтах мхов (25–30% степени разложения до глубины 70 см). Цвет торфа меняется от желто-бурого до бурого и темно-бурого соответственно. В горизонте T2руг на глубине 10–15 см выявлены углистые включения различного размера, что может свидетельствовать о прохожде-

нии пожара. С глубины 70 см торфяная толща представляет собой органо-минеральные отложения, которые сильно гумусированы. Вероятно, торфонакопление началось после заболачивания территории в результате прохождения участка пожаром. Плотность сложения определяли в трехкратной повторности в горизонте TO1 буром с диаметром 12.6 см, в нижележащих торфяных горизонтах буром с объемом 50 см³.

Количественные химические анализы почв проводили в аккредитованной экоаналитической лаборатории и отделе почвоведения Института биологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук (сертификат РОСС RU.0001.511257 от сентября 2019 г.). Общее содержание органических углерода и азота определяли на анализаторе EA-1100 (Carlo Erba). pH определяли с помощью Edge HI2002-02 pH-метра (Hanna Instruments, Румыния) с цифровым электродом (± 0.01 pH) при соотношении почва : раствор для подстилок – 1 : 25, для минеральных горизонтов – 1 : 2.5. Обменные катионы экстрагировали согласно [60] с использованием механического программируемого вакуумного экстрактора с последующим определением содержания катионов в растворе (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Для определения возраста отложений выполнено радиоуглеродное датирование образцов торфа в аналитическом центре изотопных исследований ИМКЭС СО РАН жидкостно-сцинтилляционным методом с помощью спектрометра-радиометра Quantulus (Том ЦКП СО РАН). Калибровку радиоуглеродного возраста в календарный возраст произвели с помощью программы CALIB REV-7.10 [25]. Содержание стабильных изотопов ¹³C и ¹⁵N определяли в Институте почвоведения университета Лейбница (Ганновер, Германия).

Подсчет макроскопических частиц угля в торфе осуществляли по классической методике [12, 52]. Образцы торфа объемом 1 см³ отбирали через каждые 2 см. Далее образец заливали 5%-ным водным раствором NaOCl, и ждали не менее 24 ч при комнатной температуре. После образец промывали дистиллированной водой на сите с диаметром ячеек 125 мкм и помещали в чашку Петри. Затем макрочастицы угля подсчитывали под стереоскопическим микроскопом при 40-кратном увеличении. Данные по количеству частиц угля переносили в таблицу Excel для дальнейшего анализа данных в программах Clam и Char Analysis в среде программирования R [46].

В программе Clam интерполировали значения глубин отобранных образцов с возрастом и рассчитывали модель скорости вертикального прироста торфяной толщи для получения медианных значений. Далее полученную информацию сопо-

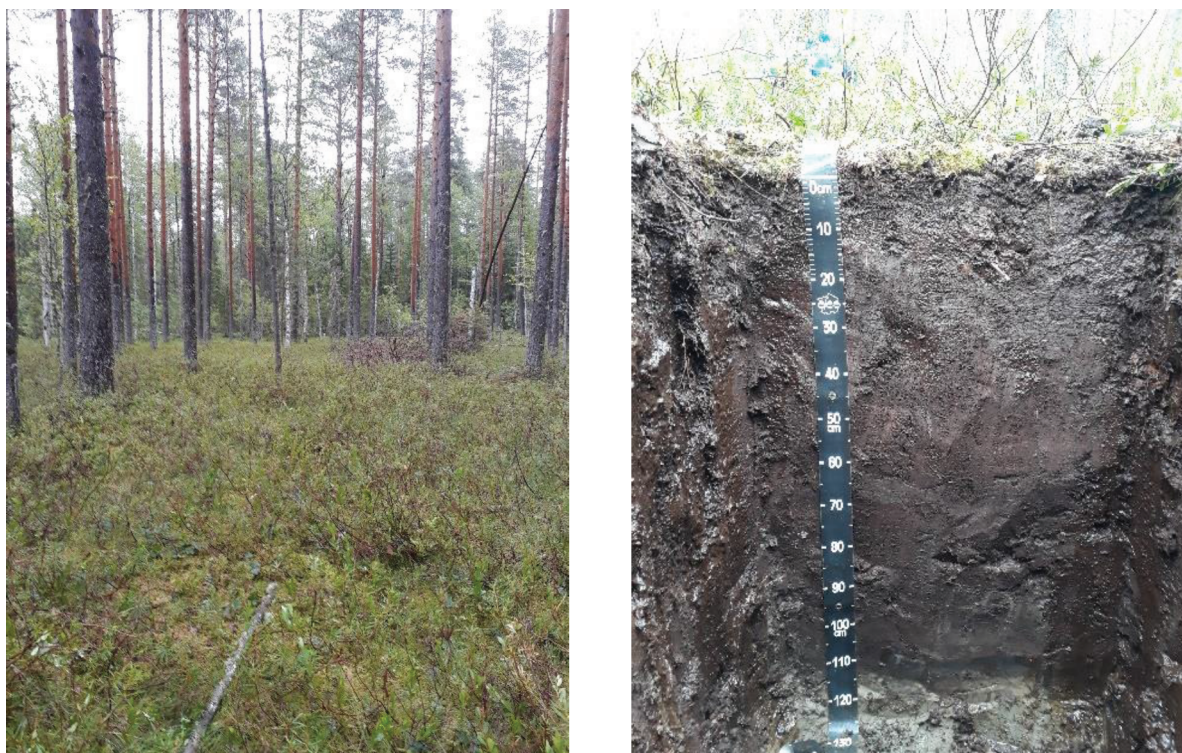


Рис. 1. Общий вид ландшафта и строение почвенного профиля.

ставляли с концентрацией макроскопических частиц угля и вносили в Char Analysis для получения данных о скорости накопления угля и достоверных пожарных событиях локального уровня. Для выделения пожаров локального уровня программа рассчитывает данные и выделяет фоновые и пороговые значения скорости накопления угля. Фоновые значения – низкочастотные колебания скорости аккумуляции угля, отражающие в большей степени региональный сигнал пожарной динамики, а также ряд параметров: возможные погрешности пробоподготовки и анализа, фактор разложения обгоревших остатков внутри торфяной колонки и переложения ранее выпавшего угля. Пороговое значение, предполагающее, что “шумы” (Signal-to-NoiseIndex, SNI) распределены согласно гауссовой модели рассеивания примесей внутри установленного пользователем временного окна. Для унификации статистических функций использовали разрешение окна, равное 1000 годам. В качестве порога установлен 95-й процентиль распределения шумов. Если определяемые значения скорости накопления угля оказывались выше, чем этот порог, то это классифицировали как достоверное пожарное событие локального уровня.

Определение содержания ПАУ. Для полного извлечения ПАУ из почв использовали систему ускоренной экстракции растворителями ASE-350

(Dionex Corporation, США). Образец торфа массой 1 г помещали в экстракционную ячейку и трижды экстрагировали смесью хлористый метилен : ацетон (1 : 1) при температуре 100°C. Затем экстракты концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 70°C и заменяли растворитель на гексан. Полученный концентрат пробы объемом 3 см³ очищали от органических примесей методом колоночной хроматографии, с использованием оксида алюминия II степени активности по Брокману. В качестве элюента использовали 30 см³ смеси гексан : хлористый метилен (4 : 1). Элюат концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 85°C, до объема 5 см³, затем добавляли 3 см³ ацетонитрила и упаривали при температуре 90°C до полного удаления гексана. Было определено содержание 15 индивидуальных ПАУ. Степень канцерогенности ПАУ оценена при помощи приведения всех изучаемых полиаренов к уровню канцерогенности бенз[а]пирена (бензпиреновый эквивалент $K_{\text{пau}}$). $K_{\text{пau}}$ рассчитывали по индексу токсичности (I_t) и содержанию полиаренов в почвах согласно [15].

Водорастворимое органическое вещество (ВОВ). Содержание углерода ($C_{\text{ВОВ}}$) и азота ($N_{\text{ВОВ}}$) водорастворимых органических соединений определяли на анализаторе ТОС-VCPN (Япония, Shimadzu)

с модулем TNM-1. Экстракцию водорастворимых веществ проводили деионизированной водой (ELGA Lab Water, Англия) при комнатной температуре (20–23°C) при соотношении 1 : 50 (почва : вода) для минеральных горизонтов и 1 : 100 для органогенных горизонтов в пробирках BIOFIL. Фильтрацию осуществляли непосредственно после встряхивания на установках Millipore с использованием кварцевых фильтров (MN, Германия, с размером пор 0.4 мкм).

Хроматографическое фракционирование лабильного (щелочерастворимого вещества) делали по методике Милановского [13] на колонке 1 × 10 см с гидрофобизированным гелем агарозы (Octyl Sepharose CL-4B, Pharmacia) на хроматографической системе Biologic LP (Bio RAD, США). Анализировали щелочные экстракты (0.1 М NaOH) в соотношении почва : раствор (1 : 10). Подробно методика описана ранее [13]. Содержание углерода в щелочной вытяжке определяли методом мокрого сжигания хромовой смесью. Коэффициенты экстинкции рассчитывали при двух длинах волн 465 и 650 нм на КФК3 согласно Орлову с соавт. [16].

ЯМР спектроскопия. Состав органического вещества определяли методом твердотельной ¹³C-ЯМР спектроскопии. ¹³C-ЯМР спектры регистрировали на спектрометре Bruker Avance III 400WB (Bruker, Германия) с рабочей частотой 100.53 МГц с использованием твердофазной методики CP-MAS (“кросс-поляризация с вращением под магическим углом”) в ресурсном центре научного парка “Магнитно-резонансные методы исследований” Санкт-Петербургского государственного университета. Частота вращения образца – 12.5 кГц, время контакта – 2 мс, время релаксации – 2 с. Химические сдвиги представлены относительно тетраметилсилана со сдвигом 0 м. д., в качестве стандарта использовали пик адамантана. Предварительно образцы обрабатывали 10% плавиковой кислотой для удаления парамагнитных примесей изотопов железа согласно [43, 59]. Для полуколичественной обработки применяли численное интегрирование по областям, соответствующим расположению функциональных групп и молекулярных фрагментов, с использованием программы TopSpin 3.2 (Bruker, Германия).

Содержание ароматических структур (AR) определяли по сумме площадей сигналов при 110–145 и 145–165 м. д., а алифатических составляющих (AL) – по сумме 0–110, 165–185 м. д. Степень разложения органического вещества оценивали согласно [27] по соотношению алкил (0–45 м. д.) к O,N-алкил (45–110 м. д.).

Определение содержания БПКК. Концентрации БПКК в образцах почвы определяли согласно [31] в Институте почвоведения университета Лейбница (Ганновер, Германия). Для удаления

поливалентных металлов около 1 г почвы обрабатывали в 10 мл 4 М трифторуксусной кислоты при 105°C в течение 4 ч. После охлаждения остаток несколько раз промывали деионизированной водой путем фильтрации через стекловолоконный фильтр (Whatman GF/F) и сушили при 40°C в течение 3 ч. Затем остаток переносили в реакторы, к которым добавляли 4 мл 65% HNO₃ и сжигали при 170°C в течение 8 ч в реакторе высокого давления. Смесь количественно переносили и фильтровали с помощью целлюлозного фильтра (Whatman 1450–055) в мерные колбы объемом 25 см³. Затем 4 см³ аликвоты разбавляли деионизированной водой и добавляли 100 мкл лимонной кислоты в качестве первого внутреннего стандарта. Раствор пропускали через катионообменную смолу (Dowex 50 WX8, 200–400). Водные образцы подвергали сублимационной сушке и повторному растворению в метаноле. В качестве второго внутреннего стандарта добавляли 100 мкл 2,2'-дифенилдикарбонной кислоты в метаноле. После сушки в азотной атмосфере образцы были дериватизированы. Дериватизацию проводили в течение 2 ч при 90°C с использованием N, O-бис(триметилсилил)-трифторацетамида (BSTFA) и N-триметилсилил иодида (TMSI) в соотношении 49/1 [29]. Определение БПКК осуществляли на газовом хроматографе HP 6890 (Agilent Technologies, USA) с пламенным ионизирующим детектором. Шесть БПКК были использованы в качестве стандартов [42]. Всего определено содержание восьми БПКК. Для расчета содержания Р_{уС} рекомендуется использовать содержание кислот с числом карбоксильных групп более 4, поскольку кислоты с меньшим количеством карбоксильных групп могут иметь биотическое происхождение [41, 44]. Бк4 рассчитывали как сумму (пиромелитовая, меллофаниковая и пренитовая) кислот. Использовали соотношения Бк4/Бк6 и Бк5/Бк6, где Бк5 это содержание углерода бензолпентакарбонной кислоты, Бк6 содержание углерода в меллитовой кислоте.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование исследуемого торфяника началось около 9 тыс. лет назад. Необходимо отметить, что исследуемая торфяная залежь неоднократно подвергалась пожарам, как на протяжении раннего голоцена, так и в современный период. По содержанию углей можно предположить, что данный торфяник неоднократно горел, наиболее активно в атлантический и суббореальный периоды (рис. 2). Вероятно, большие пики свидетельствуют о горении верхнего органогенного горизонта. Хорошо выраженный пирогенный горизонт на глубине 10–15 см, свидетельствует о мощном пожаре, прошедшем около 140 лет назад на данной территории. Время, прошедшее с момента последнего пожара, определяли по возрасту древостоя. Выположен-

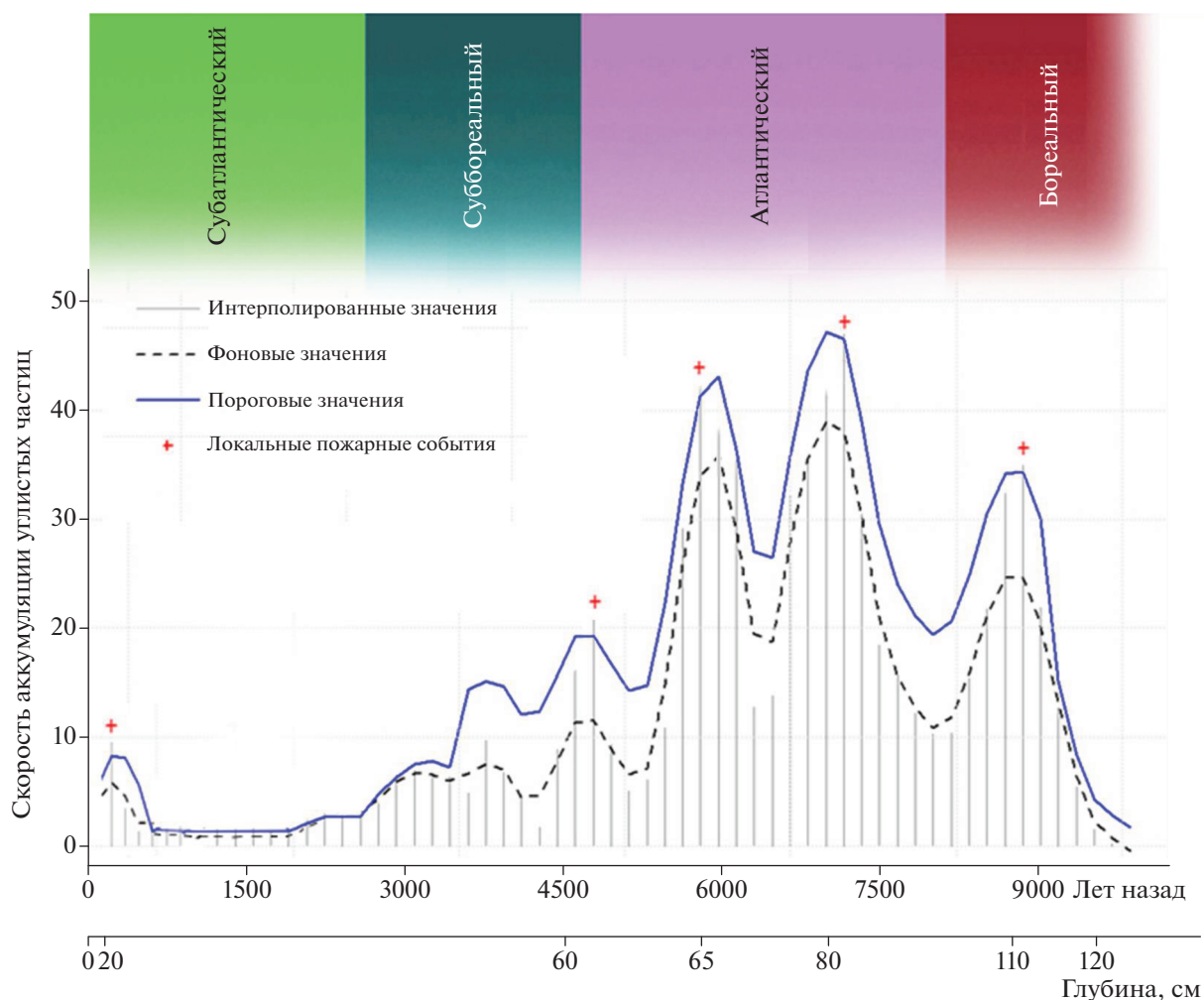


Рис. 2. Содержание углей (число частиц/(см² год)) в исследуемой почве.

ные участки графика вероятно свидетельствуют о горении прилегающих к данному участку лесов.

Физико-химические свойства почвы представлены в табл. 1. Торфяно-олиготрофная почва сильноокислая — показатели рН_{KCl} (3.0–3.9). Максимальной кислотностью исследованных почв характеризуется верхний олиготрофно-торфяный горизонт, в нижних торфяных горизонтах кислотность несколько снижается. Распределение кислотности по профилю почв носит равномерно-элювиальный характер. Зольность торфяных горизонтов почвы составляет 2.6–9.5%. Выявлено увеличение зольных остатков в пирогенном горизонте T2руг до 4.5%.

Содержание обменных оснований неравномерно распределено по профилю почв. Максимальное содержание выявлено для катионов кальция. Катионов магния, калия и натрия несколько меньше. Содержание Ca²⁺ в торфяных горизонтах варьировало от 2.1–4.5 смоль(экв.)/кг, в минеральном —

1.5 смоль(экв.)/кг. Наибольшее содержание выявлено для верхнего подгоризонта TO1.

Распределение содержания углерода и азота по профилю почвы равномерное с резким уменьшением в минеральных горизонтах. Содержание углерода в исследуемой почве варьирует от 568 г/кг в органических и органо-минеральных горизонтах до 11.5 г/кг в минеральном горизонте G. Концентрация азота в торфяных горизонтах составляет 5.5–15.0 г/кг, в минеральном — 0.71 г/кг. Отношение углерода к азоту почвы изменяется от 22–70 в органических горизонтах, до 19 — в минеральном. В целом распределение отношения C/N вниз по профилю почв закономерно уменьшается.

При анализе содержания углерода (C_{BOB}) и азота (N_{BOB}) водорастворимых органических соединений выявлено, что максимальное содержание приходится на верхние органогенные горизонты, представленные свежим очесом мхов. Распределение BOB по профилю почвы равномерно убывающее.

Таблица 1. Физико-химические и химические свойства исследуемых почв

| Гори-зонт | Глубина, см | pH | | C | N | C/N | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | Σ | SEC | BS | Зола | C _{BOB} | N _{BOB} | ρ | δ ¹³ C, ‰ PDB | δ ¹⁵ N, ‰ Air |
|-----------|-------------|-----|------------------|------------|-------------|-----|------------------|------------------|----------------|-----------------|------|-----|----|------|------------------|------------------|-------------|-----------------------------|-----------------------------|
| | | KCl | H ₂ O | | | | | | | | | | | | | | | | |
| T01 | 0–10 | 3.0 | 4.4 | 485 ± 17 | 13.9 ± 1.5 | 41 | 4.5 | 2.8 | 2.97 | 0.18 | 10.4 | 90 | 12 | 2.6 | 3.51 | 0.29 | 0.08 ± 0.03 | -30.16 | -0.71 |
| T2руг | 10–15 | 3.1 | 4.1 | 568 ± 20 | 9.5 ± 1.0 | 70 | 4.1 | 1.3 | 0.40 | 0.09 | 5.9 | 111 | 5 | 4.5 | 1.32 | 0.08 | 0.19 ± 0.02 | -26.88 | 1.68 |
| T3 | 15–30 | 3.2 | 4.5 | 541 ± 19 | 15.0 ± 1.6 | 42 | 2.2 | 0.7 | 0.08 | 0.07 | 3.0 | 42 | 7 | 2.6 | 1.35 | 0.09 | 0.19 ± 0.02 | -28.06 | 0.74 |
| T4 | 30–50 | 3.8 | 4.5 | 491 ± 17 | 11.3 ± 1.2 | 51 | 2.0 | 0.6 | 0.05 | 0.07 | 2.7 | 89 | 3 | 2.7 | 1.07 | 0.08 | 0.21 ± 0.01 | -28.46 | 1.97 |
| T5 | 50–70 | 3.3 | 4.5 | 541 ± 19 | 14.1 ± 1.6 | 45 | 2.9 | 0.9 | 0.04 | 0.07 | 3.9 | 103 | 4 | 2.8 | 1.40 | 0.09 | 0.23 ± 0.01 | -29.11 | 1.35 |
| T6 | 70–90 | 3.5 | 4.8 | 555 ± 19 | 13.0 ± 1.4 | 50 | 2.9 | 1.0 | 0.04 | 0.09 | 4.0 | 99 | 4 | 3.6 | 1.20 | 0.09 | 0.26 ± 0.01 | -29.31 | 1.42 |
| T7руг | 90–105 | 3.7 | 4.6 | 529 ± 19 | 12.0 ± 1.3 | 51 | 3.2 | 1.1 | 0.06 | 0.08 | 4.5 | 97 | 5 | 9.5 | 0.80 | 0.07 | 0.94 ± 0.08 | -29.65 | 0.67 |
| T8руг | 105–115 | 3.9 | 4.7 | 102 ± 10 | 5.5 ± 1.1 | 22 | 2.1 | 0.8 | 0.20 | 0.07 | 3.2 | 36 | 9 | 75.4 | 0.70 | 0.04 | 0.94 ± 0.08 | -29.22 | -0.62 |
| G | 115–130 | 3.8 | 4.9 | 11.5 ± 2.7 | 0.71 ± 0.14 | 19 | 1.5 | 1.0 | 0.18 | 0.04 | 2.6 | 13 | 20 | 95.4 | 0.21 | 0.01 | | Не отр. | |

Таблица 2. Относительное содержание амфифильных фракций в составе ПОВ (%), содержание щелочерастворимого органического вещества, отношение коэффициентов экстинкции

| Горизонт | Глубина, см | $\omega(C) 0.1 M NaOH, \%$ | $C_{щел}, \%$ от $C_{общ}$ | E_{465}/E_{650} | Номер хроматографической фракции | | | | | Dh* |
|----------|-------------|----------------------------|-------------------------------|-------------------|----------------------------------|------|------|------|---------|------|
| | | | | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Т01 | 0–10 | 5.51 ± 0.04 | 11.4 | 8.1 | 45.6 | 8.6 | 16.1 | 28.0 | 1.7 | 1.18 |
| Т2руг | 10–15 | 8.69 ± 0.05 | 17.9 | 4.3 | 17.6 | 8.1 | 34.0 | 38.7 | 1.5 | 0.35 |
| Т3 | 15–30 | 14.2 ± 0.3 | 29.3 | 5.5 | 12.2 | 11.8 | 51.3 | 23.7 | 1.1 | 0.32 |
| Т4 | 30–50 | 13.85 ± 0.07 | 28.6 | 5.5 | 12.6 | 9.2 | 44.4 | 32.5 | 1.3 | 0.28 |
| Т5 | 50–70 | 16.7 ± 0.05 | 34.4 | 5.2 | 9.8 | 6.5 | 44.4 | 36.3 | 3.0 | 0.20 |
| Т6 | 70–90 | 18.43 ± 0.23 | 35.8 | 4.9 | 8.6 | 8.3 | 45.9 | 36.0 | 1.3 | 0.20 |
| Т7руг | 90–105 | 4.01 ± 0.06 | 38.0 | 6.3 | 12.1 | 5.9 | 40.8 | 40.3 | 0.90 | 0.22 |
| Т8руг | 105–115 | 0.235 ± 0.001 | 8.3 | 5.9 | 29.7 | 8.0 | 33.6 | 28.7 | Не обн. | 0.61 |

* Степень гидрофильности – отношение суммы гидрофильных (первой и второй) фракций к сумме гидрофобных (третьей–пятой) фракций; не обн. – не обнаружено.

Содержание $C_{ВОВ}$ варьирует вниз по профилю от 3.51 в верхнем органогенном горизонте до 0.21 г/кг в минеральном.

Результаты хроматографии гидрофобного взаимодействия позволяют разделить смесь щелочерастворимых веществ на пять фракций, различающихся амфифильными свойствами. Гидрофильные фракции представлены фрагментами алифатической природы. Первая фракция значимо коррелирует с алифатическими соединениями группы О-алкил замещенными алифатическими ($R = 0.76$, $p < 0.05$) и ди-О,N-алифатическими фрагментами дважды замещенными гетероатомами ($R = 0.82$, $p < 0.05$). Вероятно, именно продукты экстракции целлюлозы и гемицеллюлозы доминируют в составе данной фракции. Сумма гидрофильных фракций (первая и вторая фракции) составляла 17–54%. Содержание первой гидрофильной фракции варьировало в профиле почвы 8.6–45.6%, второй фракции – 5.9–11.8%. Максимальное содержание выявлено для горизонта Т01, представленного очесом свежих мхов. Распределение щелочерастворимых гидрофильных соединений в целом повторяет распределение ВОВ в профиле почвы. Коэффициент корреляции между первой фракцией с $C_{ВОВ}$ составляет $R = 0.72$ ($p < 0.05$), с $N_{ВОВ}$ – $R = 0.73$ ($p < 0.05$). С глубиной наблюдается уменьшение доли гидрофильных соединений. Хроматографическое фракционирование позволило выявить высокое содержание фракций щелочерастворимого органического вещества, связанного с лигнино- и целлюлозоподобными соединениями [13], относящимися к гидрофобным фракциям (фракции 3 и 4) в профиле исследуемого торфяного разреза (табл. 2). Третья фракция варьировала в профиле от 16.1 до 51.3%, четвертая – от 28.0 до 40.3%. Содержание фракции 5 незначительно 0.9–3.0%. Необходимо отметить, что для изучения влияния пожаров прошлых эпох содержание углерода водо-

растворимых соединений и отдельных амфифильных фракций играет меньшую индикационную роль по сравнению с современными пожарами в лесных экосистемах на минеральных почвах [6].

Гидрофильные органические соединения в основном относятся к миграционно-способным компонентам ОВ, которые хорошо растворяются и легко перемещаются в профиле почв. В условиях застойного увлажнения болотных экосистем накопление гидрофильных фракций происходит лишь в верхних горизонтах торфяных почв. Срединные и нижние торфяные горизонты богаты гидрофобными фракциями (46–83%), представленными биополимерами из растительных остатков различной степени разложения. Видимо, увеличение содержания гидрофобных фракций, представленных высокомолекулярными структурными компонентами, в том числе ароматической природы может косвенно указывать на пирогенное воздействие. Отношение E_{465}/E_{650} минимально в горизонте Труг, максимально в горизонте свежего мохового очеса на глубине 0–10 см. В остальных торфяных горизонтах значения изменяются от 4.9 до 6.3. Однако значимого влияния пирогенеза на состав щелочерастворимого органического вещества и содержание амфифильных фракций не выявлено.

Необходимо отметить, что в исследуемой почве сосредоточены достаточно высокие запасы общего углерода (184 кг С/м²) и азота (4.6 кг N/м²). Эти значения существенно больше данных оценок для почв региона, основанных на данных опубликованных для необлесенных болот с расчетными, а не определяемыми в полевых условиях значениями плотности [17]. Вероятно, высокие значения связаны с периодически повторяющимися пожарами, приводящими не только к поступлению частично обуглившимся частиц с высоким содержанием углерода, но и возрастанию

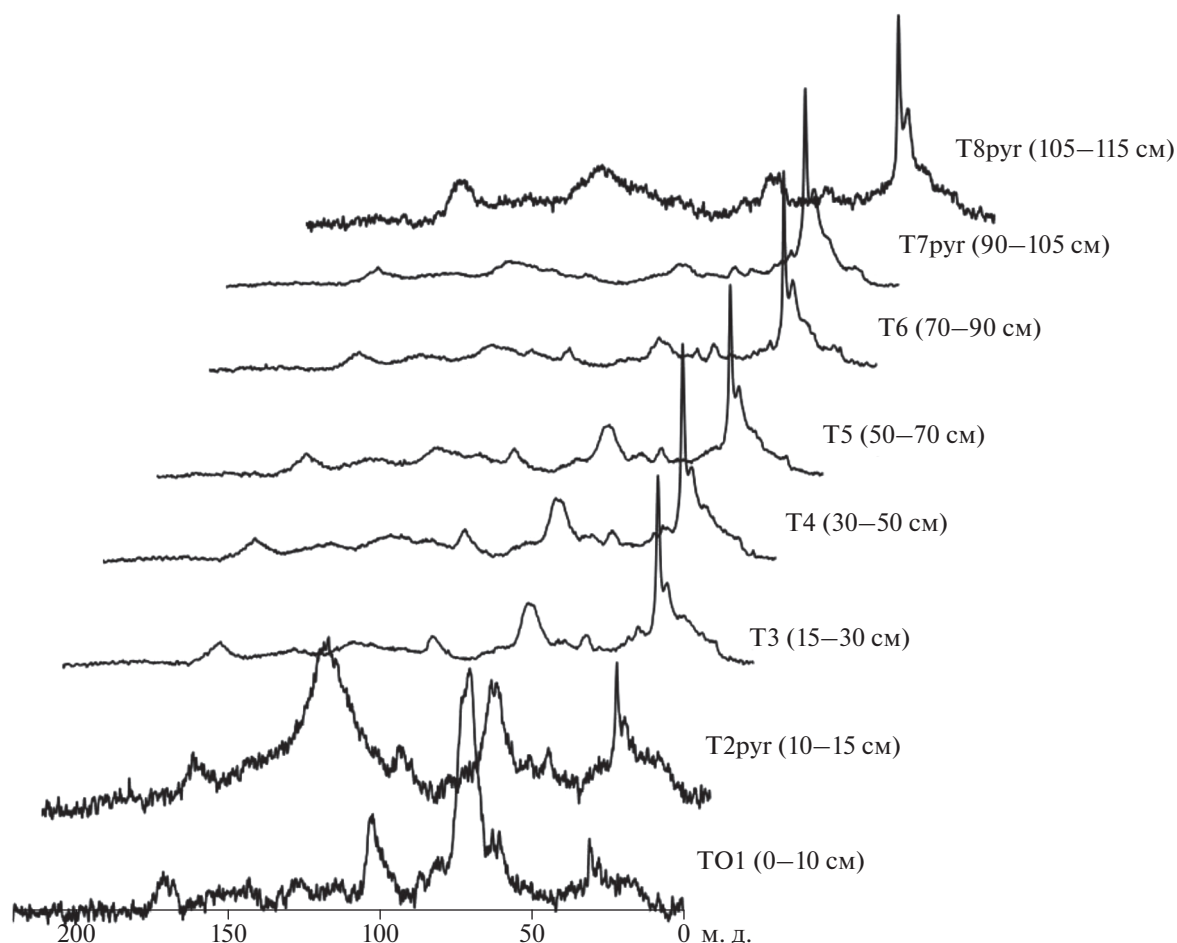


Рис. 3. Спектры ядерного магнитного резонанса исследуемых горизонтов почв.

плотности сложения торфов. Увеличение плотности торфов пирогенных горизонтов описано ранее для почв Средней Сибири [7]. В данной почве возрастание плотности связано с поступлением золы ($R = 0.98$, $p < 0.05$).

Спектры ядерного магнитного резонанса органического вещества горизонтов разреза представлены на рис. 3. Результаты интегрирования приведены в табл. 3. Содержание фрагментов в составе почвенного органического вещества зависит в первую очередь от состава растений, которые аккумулируются в торфяной залежи. Так, верхние горизонты торфяника, представленные преимущественно мхами и слаборазложившимися остатками, характеризуются преобладанием полисахаридов при низкой доле ароматических составляющих. Состав органического вещества на глубинах 15–105 см остается достаточно стабильным с долей алифатических фрагментов от 39 до 44%. Содержание целлюлозоподобных веществ составляет 12 до 21%. Доля метоксильных фрагментов не высока и составляет около 6–7%. Доля гемицеллюло-

зы ($C_{O-Alk-O}$) не превышает 7%. Содержание ароматических компонентов – показатель, который часто связывают с влиянием пирогенеза, существенно увеличивается в горизонтах T2pyr (10–15 см) и T8pyr (105–115 см), где содержится значительное количество углей. В данных горизонтах доля арильных фрагментов, представленных соединениями в интервалах 110–145 и 145–165 м. д., увеличивается до 32.3–44.4%.

Анализ содержания стабильных изотопов в составе органического вещества позволил выявить некоторое утяжеление (увеличение доли изотопов ^{13}C и ^{15}N) состава органического вещества пирогенного горизонта на глубине 10–15 см по сравнению с верхними и нижележащими торфяными горизонтами. Выявлены значимые корреляции с содержанием бензолполикарбонновых кислот $C_{4-6}BK$ ($R = 0.87$, $p < 0.05$).

Содержание ПАУ часто используют для диагностики и оценки влияния пожаров на состав ПОВ [6, 61, 62]. Концентрация ПАУ существенно различается в горизонтах исследуемой почвы

Таблица 3. Относительное содержание (%) молекулярных фрагментов в составе ПОВ по результатам ¹³CPMAS ЯМР спектроскопии

| Горизонт | Глубина, см | Alkyl C | | | | O-Alkyl C | | Aryl C | | Carboxyl C/Amide/Ester | | Alkyl/O,N-alkyl | AR/AL | Caryl, %* |
|----------|-------------|--------------------|-------------------------------|--------------------|----------------------|----------------------|---------------------|----------------------|------------------|------------------------|-----|-----------------|-------|-----------|
| | | C _{Alk-H} | C _{CH₃-O} | C _{Alk-O} | C _{O-Alk-O} | C _{Ar-H(C)} | C _{Ar-O,N} | C _{COOH(R)} | C _{C=O} | | | | | |
| | | 0–45 | 45–60 | 60–95 | 95–110 | 110–145 | 145–165 | 165–185 | 185–220 | | | | | |
| T01 | 0–10 | 16.0 | 7.0 | 45.4 | 11.6 | 11.3 | 4.6 | 3.9 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 7.7 | | |
| T2руг | 10–15 | 19.1 | 5.9 | 18.0 | 6.8 | 36.4 | 8.0 | 5.0 | 0.9 | 0.6 | 0.9 | 25.2 | | |
| T3 | 15–30 | 39.2 | 7.4 | 21.4 | 6.3 | 14.5 | 5.3 | 4.7 | 1.1 | 1.1 | 0.3 | 10.7 | | |
| T4 | 30–50 | 38.3 | 7.2 | 20.4 | 6.3 | 15.9 | 5.7 | 4.7 | 1.4 | 1.1 | 0.3 | 10.6 | | |
| T5 | 50–70 | 36.3 | 7.2 | 18.7 | 6.4 | 17.9 | 6.8 | 5.2 | 1.5 | 1.1 | 0.4 | 13.4 | | |
| T6 | 70–90 | 42.5 | 7.1 | 14.7 | 5.6 | 18.5 | 6.6 | 4.6 | 0.4 | 1.5 | 0.4 | 13.9 | | |
| T7руг | 90–105 | 44.2 | 6.4 | 12.0 | 4.2 | 18.7 | 6.8 | 5.6 | 2.2 | 2.0 | 0.4 | 13.5 | | |
| T8руг | 105–115 | 34.0 | 6.9 | 13.9 | 6.0 | 24.4 | 7.9 | 7.0 | – | 1.3 | 0.5 | 3.3 | | |

* Рассчитано с учетом содержания углерода в отдельном горизонте, здесь и далее прочерк – ниже предела определения.

(табл. 4). В горизонтах с выраженными пирогенными признаками выявлено значительное увеличение как суммарного содержания ПАУ, так и индивидуальных соединений. Можно предположить, что пирогенное происхождение характерно для нафталина, фенантрена, флуорентена и хризена. При исследовании постпирогенных автоморфных бореальных почв увеличение содержания ПАУ преимущественно было связано с данными соединениями [6, 36]. В нижних горизонтах на глубине 90–105 см выявлено значительное возрастание доли тяжелых пятиядерных ПАУ. Высокие концентрации выявлены для бенз[к]флуорантен и дибенз[а, h]антрацен, что, вероятно, определяется биогенным фактором [40]. Суммарные запасы ПАУ в рассматриваемой почве составляют 4.7 г/м².

Канцерогенная опасность ПАУ в исследуемых почвах наиболее выражена в пирогенных горизонтах T2руг, T7руг, T8руг (табл. 4). Для выявления антропогенной эмиссии использовали отношение количеств “техногенных” ПАУ к “природным” (ПИР + БаПИР)/(ФЕН + ХРИ), где ПИР, БаПИР, ФЕН, ХРИ – модули поступления пирена, бенз[а]пирена, фенантрена, хризена соответственно. Значение данного отношения >1 свидетельствует о наличии полиаренов, поступивших из “пирогенных” источников. Согласно данным, пирогенная составляющая наиболее выделяется в горизонте T7руг (6.9), то есть преобладают полиарены, образовавшиеся в результате сгорания органических веществ.

Для ПАУ с относительной молекулярной массой 178 отношение антрацена к сумме антрацена и фенантрена (АНТ/(АНТ+ФЕН) или АНТ/178) <0.10 является индикатором “нефтяного” или природного происхождения этих соединений, в то время как отношение АНТ/178 > 0.10 указывает

на образование ПАУ в результате пирогенеза [63]. Во всех исследованных горизонтах это соотношение <0.10, что указывает на преимущественно природный характер образования ПАУ. Вычисление индикаторных соотношений ПАУ, которые показывают степень пирогенности или “природности” исследуемой ассоциации, в почвах не совсем корректно, поскольку численные значения границ природные/техногенные, могут быть совершенно отличными от тех, что представлены в литературе для других географических регионов.

Одним из наиболее широко используемых способов определения РуС является метод БПКК. Именно на основании данного метода произведены современные мировые оценки содержания РуС [48]. Содержание бензолполикарбонновых кислот (табл. 5) позволяет количественно оценить долю углерода пирогенного происхождения в составе почвенного органического вещества. В исследуемой почве суммарное содержание БПКК изменяется от 0.7 до 18.4% от массы, или в пересчете на углерод, содержащийся в молекулах кислот, – от 0.3 до 8.2%, что составляет 0.6 до 14.4% от общего содержания углерода в горизонтах почвы. Наибольшее содержание РуС выявлено в пирогенном горизонте на глубине 10–15 см, что вероятно, связано с пожаром 140-летней давности. Влияние пожаров, приведших к формированию данного торфяника, и относящихся к периоду около 9 тыс. лет до настоящей времени способствовали аккумуляции РуС в нижних горизонтах в количествах 2.4–6.9% от общего углерода. Пересчитав запасы РуС с учетом плотности сложения отдельных горизонтов, мы оценили содержание РуС в данной почве в 4.78 кг/м² (если рассчитывать по всем восьми БПКК) или 4.36 кг/м², если рассчитывать по 4–6 замещенным кислотам. Необходимо

Таблица 4. Содержание ПАУ, нг/г

| Гори-зонт | Глубина, см | 2-ядерные | | | 3-ядерные | | 4-ядерные | | | | 5-ядерные | | | | 6-ядерные | | Σ ПАУ | I | II | III | | |
|-----------|-------------|-----------|-----|--------|-----------|-----------|-----------|-----|-----------|---------|-----------|------|-------|-----------|-----------|----------|--------------|--------|-------|------|------|------|
| | | НАФТ | АЦЕ | ФЛУ | ФЕН | АНТ | ФЛА | ПИР | БААНТ | ХРИ | БФЛА | БФЛА | БАПИР | ДБААНТ | БghiПЕР | ИПир | | | | | | |
| T01 | 0–10 | 90 ± 40 | – | – | 180 ± 40 | 2.9 ± 1.5 | – | – | – | – | – | – | – | 1.8 ± 0.9 | 1.3 ± 0.7 | 7 ± 3 | 8 ± 4 | 16 ± 7 | 335 | 0.01 | 0.02 | 10 |
| T2руг | 10–15 | 650 ± 230 | – | 20 ± 8 | 260 ± 60 | 5.0 ± 2.5 | 26 ± 12 | – | 46 ± 24 | – | – | – | – | 15 ± 7 | 8 ± 4 | 60 ± 30 | – | – | 1102 | 0.03 | 0.02 | 71 |
| T3 | 15–30 | 130 ± 70 | – | 10 ± 4 | 85 ± 19 | 1.9 ± 1.0 | – | – | 6 ± 3 | – | – | – | – | 2.4 ± 1.2 | 5.4 ± 2.7 | 11 ± 5 | – | – | 265 | 0.06 | 0.02 | 17 |
| T4 | 30–50 | 209 ± 104 | – | 18 ± 7 | 111 ± 24 | 7 ± 4 | – | – | 10 ± 5 | – | – | – | – | – | – | 28 ± 13 | – | – | 400 | 0.00 | 0.06 | 29 |
| T5 | 50–70 | 160 ± 80 | – | 16 ± 6 | 97 ± 21 | 4.9 ± 2.5 | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – | 295 | 0.00 | 0.05 | 0 |
| T6 | 70–90 | 110 ± 60 | – | 11 ± 4 | 70 ± 40 | 4.4 ± 2.2 | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – | 10 ± 4 | – | 227 | 0.00 | 0.06 | 0 |
| T7руг | 90–105 | 100 ± 50 | – | – | 70 ± 40 | 2.2 ± 1.1 | – | – | 55 ± 28 | 67 ± 28 | – | – | – | 19 ± 9 | 860 ± 210 | 260 ± 80 | 42000 ± 9000 | – | 43642 | 6.88 | 0.03 | 1549 |
| T8руг | 105–115 | 44 ± 22 | – | – | 26 ± 13 | 1.3 ± 0.7 | – | – | 4.0 ± 2.1 | – | – | – | – | 2 ± 1.9 | 2 ± 1.5 | 15 ± 7 | 8200 ± 1800 | – | 8356 | 0.10 | 0.05 | 100 |
| G | 115–130 | 28 ± 14 | – | 11 ± 4 | 80 ± 40 | 3.9 ± 2.0 | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – | 138 | 0.00 | 0.05 | 0 |

* Прочерк – ниже предела определения (для АЦЕ < 6, ФЛУ < 6, ФЛА < 20, ПИР < 20, БААНТ < 6, ХРИ < 3, БФЛА < 6, БКФЛА < 1, БАПИР < 1, ДБААНТ < 6, БghiПЕР < 6, ИПИР < 6). НАФТ – нафталин, АЦЕ – аценафтен, ФЛУ – флуорен, ФЕН – фенантрен, АНТ – антрацен, ФЛА – флуорантен, ПИР – пирен, БААНТ – бенза[а]антрацен, ХРИ – хризен, БФЛА – бенз[б]флуорантен, БКФЛА – бенз[к]флуорантен, БАПИР – бенз[а]пирен, ДБААНТ – дибенз[а, h]антрацен, БghiПЕР – бенз[ghi]перилен, ИПИР – индено[1,2,3-сд]пирен. Отношения ПАУ: I – (ПИР + БАПИР)/(ФЕН + ХРИ); II – АНТ/(АНТ + ФЕН); III – КПАУ, нг/г.

Таблица 5. Содержание бензолполикарбонových кислот (БПКК) в исследуемой почве

| Горизонт | Глубина, см | Бк3* | | | Бк4 | | | Бк5 | Бк6 | Сумма, % | C ₁₋₆ Бк | C ₄₋₆ Бк | C ₄ Бк/C ₆ Бк | C ₃ Бк/C ₆ Бк | С _{БПКК} /С _{общ} , % | РyC запасы | |
|----------|-------------|------|------|------|------|------|------|------|------|----------|---------------------|---------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|---|--------------------------------|--------------------------------|
| | | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | | | | | | | C ₁ -C ₆ | C ₄ -C ₆ |
| | | % | | | | | | | | | | | | | | кг/м ² | |
| Т01 | 0–10 | 0.01 | 0.06 | 0.00 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.23 | 0.21 | 0.70 | 0.32 | 0.28 | 1.00 | 1.17 | 0.65 | 0.026 | 0.022 |
| Т2руг | 10–15 | 0.45 | 0.67 | 0.00 | 0.96 | 1.82 | 1.41 | 6.58 | 6.46 | 18.36 | 8.19 | 7.61 | 0.73 | 1.07 | 14.42 | 0.78 | 0.72 |
| Т3 | 15–30 | 0.01 | 0.10 | 0.00 | 0.09 | 0.10 | 0.11 | 0.67 | 0.57 | 1.65 | 0.74 | 0.68 | 0.60 | 1.22 | 1.36 | 0.21 | 0.19 |
| Т4 | 30–50 | 0.02 | 0.17 | 0.01 | 0.18 | 0.20 | 0.20 | 1.40 | 1.19 | 3.37 | 1.50 | 1.40 | 0.56 | 1.24 | 3.05 | 0.63 | 0.59 |
| Т5 | 50–70 | 0.02 | 0.08 | 0.01 | 0.11 | 0.16 | 0.13 | 0.53 | 0.63 | 1.67 | 0.74 | 0.69 | 0.70 | 0.89 | 1.37 | 0.34 | 0.32 |
| Т6 | 70–90 | 0.01 | 0.06 | 0.00 | 0.09 | 0.14 | 0.10 | 0.46 | 0.57 | 1.44 | 0.64 | 0.60 | 0.65 | 0.85 | 1.16 | 0.33 | 0.31 |
| Т7руг | 90–105 | 0.05 | 0.15 | 0.00 | 0.27 | 0.41 | 0.38 | 0.82 | 0.71 | 2.79 | 1.27 | 1.16 | 1.67 | 1.21 | 2.39 | 1.79 | 1.64 |
| Т8руг | 105–115 | 0.08 | 0.12 | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.71 | 0.57 | 1.58 | 0.71 | 0.61 | 0.22 | 1.32 | 6.92 | 0.67 | 0.57 |
| Сумма | | | | | | | | | | | | | | | | 4.78 | 4.36 |

Примечание. С_{БПКК} – содержание углерода бензолполикарбонových кислот в горизонте, с учетом содержания углерода в отдельных молекулах. Запасы рассчитаны с учетом плотности и мощности горизонтов. * Цифрой указано число карбоксильных групп в составе БПКК. Даны тривиальные названия (химическое название): I – гемимеллитовая (бензол-1,2,3-трикарбонная кислота); II – тримеллитовая (бензол-1,2,4-трикарбонная кислота); III – тримезиновая (1,3,5-бензолтрикарбонная кислота); IV – пиромеллитовая (1,2,4,5-бензолтетракарбонная кислота); V – меллофаниковая (1,2,3,5-бензолтетракарбонная кислота); VI – пренитовая (1,2,3,4-бензолтетракарбонная кислота); VII – 1,2,3,4,5-бензолпентакарбонная кислота; VIII – меллитовая (бензол-1,2,3,4,5,6-гексакарбонная кислота) кислоты.

Таблица 6. Коэффициенты корреляции Пирсона некоторых исследуемых параметров

| Параметр | С _{Ar-H(C)} | AR | Saryl, % | НАФТ | ФЕН | ФЛА | ХРИ |
|----------------------|----------------------|-------|----------|-------|-------|-------|-------|
| Гемимеллитовая | 0.93* | 0.90* | 0.76* | 0.93* | 0.73* | 0.81* | 0.61 |
| Тримеллитовая | 0.88* | 0.85* | 0.80* | 0.96* | 0.75* | 0.83* | 0.65 |
| Тримезиновая | -0.22 | -0.21 | -0.03 | -0.01 | -0.07 | 0.04 | -0.29 |
| Пиромеллитовая | 0.84* | 0.81* | 0.88* | 0.96* | 0.78* | 0.83* | 0.73* |
| Меллофаниковая | 0.86* | 0.83* | 0.88* | 0.96* | 0.78* | 0.83* | 0.70 |
| Пренитовая | 0.85* | 0.81* | 0.88* | 0.96* | 0.78* | 0.82* | 0.73* |
| Бензолпентакарбонная | 0.88* | 0.84* | 0.82* | 0.98* | 0.77* | 0.86* | 0.60 |
| Меллитовая | 0.88* | 0.85* | 0.84* | 0.98* | 0.78* | 0.87* | 0.59 |
| Сумма, % | 0.88* | 0.84* | 0.84* | 0.98* | 0.78* | 0.86* | 0.63 |
| С _{БПКК} | 0.88* | 0.84* | 0.84* | 0.98* | 0.78* | 0.86* | 0.63 |

* Значимые величины, $p < 0.05$, $n = 8$.

отметить, что в целом публикации по содержанию БПКК на территории России редки и в основном приурочены к автоморфным почвам Сибири. Данные по содержанию РyC в торфах единичны. Нами были получены несколько большие значения по запасам и содержанию РyC по сравнению с торфяными почвами лесотундры на территории Красноярского края [44]. Это может быть связано с более южным расположением нашего участка, и как следствие, большей подверженностью пожарам как в настоящее время, так и в отдельные периоды голоцена. Результаты по концентрациям РyC для исследуемой почвы существенно больше таковых для подзолов [33].

Полученные данные позволяют сделать вывод, что большинство используемых подходов позволяет диагностировать пирогенные признаки в составе ПОВ. При этом многие показатели имеют хорошую корреляцию между собой. Наиболее значимые коэффициенты корреляций представлены в табл. 6. Суммарное содержание БПКК кислот имеет значимые коэффициенты корреляций с концентрацией нафталина ($R = 0.98$, $p < 0.05$), фенантрена ($R = 0.78$, $p < 0.05$), флуорантена ($R = 0.86$, $p < 0.05$), ароматических фрагментов (С_{Ar-H(C)}), определяемых методом ЯМР спектроскопии ($R = 0.88$, $p < 0.05$). При этом суммарное содержание ПАУ коррелирует лишь с об-

щим содержанием углерода в образце. Значимые корреляции с высоким коэффициентом выявлены для индивидуальных БПКК и ряда ПАУ. Для всех индивидуальных БПКК, за исключением тримезиновой кислоты, коэффициенты корреляции с нафталином составляют (от 0.96 до 0.98, $p < 0.05$), с фенантеном (от 0.75 до 0.78, $p < 0.05$), флуорантеном (0.82–0.86, $p < 0.05$), хризеном (0.73–0.74, $p < 0.05$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение данных, полученных с помощью ЯМР спектроскопии, и содержания ПАУ показало, что эти методы позволяют диагностировать поступление пирогенно модифицированных органических соединений. В составе молекулярных фрагментов ПОВ с пирогенными признаками существенно увеличивается доля углерода, связанного с бензольными ядрами. В составе ПАУ горизонтов увеличивается концентрация нафталина, флуорантена, фенантрена и хризена, которые, вероятно, имеют пирогенную природу. Но при этом увеличение содержания молекулярных ароматических фрагментов и ряда индивидуальных ПАУ можно использовать в качестве маркеров пирогенеза. Данные параметры могут свидетельствовать лишь об общем тренде возрастания ароматичности почвенного органического вещества. Общие запасы ПАУ крайне малы, их концентрации лишь частично характеризуют общие содержания и запасы РуС в почвах.

Более реалистичную картину по концентрациям и запасам РуС в почвах позволяет выявить метод определения БПКК. Благодаря жесткому кислотному гидролизу из почвы извлекается большее количество ароматического углерода, которое более полно отражает его концентрации. Для количественных оценок по определению углерода пирогенного происхождения он более применим.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работы выполнены в рамках проекта РФФИ № 19-29-05111мк и гранта академических обменов DAAD проект № 91760908.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии / Под ред. А.И. Таскаева. М.: Наука, 1997. 116 с.
2. Варсанюфьева В.А. Геоморфология. Производительные силы Коми АССР. Т. 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 257–270
3. Габбасова И.М., Сулейманов Р.Р., Ситдииков Р.Н., Гарипов Т.Т. Пирогенная деградация осушенных торфяных почв // Почвоведение. 2005. № 6. С. 724–730.
4. Голубева Ю.В. Климат и растительность голоцена на территории Республики Коми // Литосфера. 2008. № 2. С. 124–128.
5. Дегтева С.В., Гончарова Н.Н. Проблемы охраны болот Республики Коми // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2012. № 10. С. 29–35.
6. Дымов А.А. Сукцессии почв в бореальных лесах Республики Коми. М.: ГЕОС, 2020. 336 с. <https://doi.org/10.34756/GEOS.2020.10.37828>
7. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П. Пирогенная трансформация органического вещества почв лесных болот // Почвоведение. 2006. № 12. С. 1441–1450.
8. Зайдельман Ф.Р. Минеральные и торфяные почвы Полесских ландшафтов. М.: Красанд, 2013. 440 с.
9. Инишева Л.И. Торфяные почвы: их генезис и классификация // Почвоведение. 2006. № 7. С. 781–786.
10. Красильников П.В. Устойчивые соединения углерода в почвах: происхождение и функции // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1131–1144. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090075>
11. Краснощекоев Ю.Н. Почвы горных лесов Прибайкалья и их трансформация под влиянием пожаров // Почвоведение. 2018. № 4. С. 387–401. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18040019>
12. Куприянов Д.А., Новенко Е.Ю. Реконструкция динамики лесных пожаров Центральной Мещеры в голоцене (по данным палеоантракологического анализа) // Сибирский экологический журн. 2019. № 3. С. 253–263. <https://doi.org/10.15372/SEJ20190302>
13. Милановский Е.Ю. Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
14. Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Куприянов Д.А., Волкова Е.М., Цыганов А.Н. Динамика растительности и экологических условий в центре Восточно-Европейской равнины в Голоцене // Экология. 2018. № 3. С. 184–193. <https://doi.org/10.7868/S0367059718030034>
15. Опекунов А.Ю., Митрофанова Е.С., Опекунова М.Г. Техногенная трансформация состава донных отложений рек и каналов Санкт-Петербурга // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2017. № 4. С. 48–61.
16. Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Суханова Н.И. Химия почв. Изд-во: Высшая школа, 2005. 561 с.
17. Пастухов А.В., Каверин Д.А. Запасы почвенного углерода в тундровых и таежных экосистемах Северо-восточной Европы // Почвоведение. 2013. № 9. С. 1084–1094. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13070083>
18. Пастухов А.В., Каверин Д.А. Экологическое состояние мерзлотных бугристых торфяников на северо-востоке Европейской России // Экология. 2016. № 2. С. 94–102. <https://doi.org/10.7868/S0367059716010108>
19. Подзолистые почвы центральной и восточной частей европейской территории СССР. Л.: Наука, 1981. С. 118–152.
20. Полевой определитель почв России. М., 2008. 182 с.

21. *Сартаков М.П.* Спектроскопия ЯМР ¹³ гуминовых кислот торфов Среднего Приобья // Химия растительного сырья. 2008. № 3. С. 135–139.
22. Торфяные ресурсы Республики Коми. Сыктывкар, 2000. 613 с.
23. *Фуряев В.В.* Роль пожаров в процессе лесообразования. Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма РАН, 1996. 253 с.
24. *Цыбарт А.С., Геннадиев А.Н.* Влияние пожаров на свойства лесных почв Приамурья (Норский заповедник) // Почвоведение. 2008. № 7. С. 783–792.
25. *Чичагова О.А.* Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 158 с.
26. *Abakumov E., Pechkin A., Chebykina (Maksimova) E., Shamilishvili G.* Effect of the Wildfires on Sandy Podzol Soils of Nadym Region, Yamalo-Nenets Autonomous District, Russia // Appl. Environ. Soil Sci. 2020. Art. 8846005. <https://doi.org/10.1155/2020/8846005>
27. *Baldock J.A., Preston C.M.* Chemistry of carbon decomposition processes in forests as revealed by solid-state carbon-¹³ nuclear magnetic resonance // Carbon Forms and Functions in Forest Soils. Madison, Wisconsin, 1995. P. 89–117.
28. *Bento-Goncalves A., Vieira A., Ubeda X., Martin D.* Fire and soils: Key concepts and recent advances // Geoderma. 2012. V. 191. P. 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.01.004>
29. *Birk J.J., Dippold M., Wiesenberg G.L.B., Glaser B.* Combined quantification of faecal sterols, stanols, stanones and bile acids in soils and terrestrial sediments by gas chromatography–mass spectrometry // J. Chromatography A. 2012. V. 1242. P. 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.chroma.2012.04.027>
30. *Bobrovsky M.V., Kupriaynov D.A., Khanina L.G.* Anthracological and morphological analysis of soils for the reconstruction of the forest ecosystem history (Meshchera Lowlands, Russia) // Quat. Int. 2019. P. 70–82. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.033>
31. *Brodowski S., Rodionov A., Haumaier L., Glaser B., Amelung W.* Revised black carbon assessment using benzene polycarboxylic acids // Org. Geochem. 2005. V. 36. P. 1299–1310. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.03.011>
32. *Certini G.* Fire as a soil-forming factor // Ambio. 2014. V. 43. P. 191–195. <https://doi.org/10.1007/s13280–013-0418-2>
33. *Czimczik C.I., Schmidt M.W.I., Schulze E.D.* Effects of increasing fire frequency on black carbon and organic matter in Podzols of Siberian Scots pine forests // Eur. J. Soil Sci. 2005. V. 56. P. 417–428. <https://doi.org/10.1111/j.1365–2389.2004.00665.x>
34. *Doerr S.H., Santin C.* Global trends in wildfire and its impacts: perceptions versus realities in a changing world // Philosophical Transactions of the Royal Society B. Biological Sciences. 2016. V. 371. P. 1–10. <https://doi.org/10.1098/rstb.2015.0345>
35. *Dyakonov K.N., Novenko E.Y., Mironenko I.V., Kupriyanov D.A., Bobrovsky M.V.* The role of fires in the Holocene landscape dynamics of the southeastern part of Meshchera lowlands // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 477. P. 1336–1342. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17110125>
36. *Dymov A.A., Gabov D.N., Milanovskii E.Yu.* ¹³C-NMR, PAHs, WSOC and repellence of fire affected soils (Albic Podzols, Russia) // Environ. Earth Sci. 2017. V. 76. P. 1–10. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6600-2>
37. *Dymov A.A., Gabov D.N.* Pyrogenic alterations of Podzols at the North-East European part of Russia: morphology, carbon pools, PAH content // Geoderma. 2015. V. 241–242. P. 230–237. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.11.021>
38. *Egli M., Mastrodonato G., Seiler R., Raimondi S., Favilli F., Crimi V., Krebs R., Cherubini P., Certini G.* Charcoal and stable soil organic matter as indicators of fire frequency, climate and past vegetation in volcanic soils of Mt. Etna, Sicily // Catena. 2012. V. 88. P. 14–26. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.08.006>
39. *Forbes M.S., Raison R.J., Skjemstad J.O.* Formation, transformation and transport of black carbon (charcoal) in terrestrial and aquatic ecosystems // Sci. Total Environ. 2006. V. 370. P. 190–206. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.06.007>
40. *Gabov D.N., Yakovleva Ye.V., Vasilevich R.S.* Vertical distribution of PAHs during the evolution of permafrost peatlands of the European arctic zone // Appl. Geochem. 2020. V. 123. P. 104790. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104790>
41. *Glaser B.* Eigenschaften und Stabilität des Humuskörpers der ‘Indianerschwarzerde’ Amazoniens. Dissertation thesis, University of Bayreuth. Germany. Bayreuther Bodenkundliche Berichte, 1999. V. 68.
42. *Glaser B., Haumaier L., Guggenberger G., Zech W.* Black carbon in soils: The use of benzenecarboxylic acids as specific markers // Org. Geochem. 1998. V. 29. P. 811–819.
43. *Goncalves C.N., Dalmolin S.D., Dick D.P., Knicker H., Klamt E., Kögel-Knabner I.* The effect of 10% HF treatment on resolution of CPMAS ¹³C NMR spectra and on the quality of organic matter in Ferralsols // Geoderma. 2003. V. 116. P. 373–392.
44. *Guggenberger G., Rodionov A., Shibistova O., Grabe M., Kasansky O.A., Fuchs H., Mikheyeva N., Zrazhevskaya G., Flessa H.* Storage and mobility of black carbon in permafrost soils of the forest tundra ecotone in Northern Siberia // Global Change Biol. 2008. V. 14. P. 1367–1381. <https://doi.org/10.1111/j.1365–2486.2008.01568.x>
45. *Hammes K., Schmidt M.W.I., Smernik R.J. et al.* Comparison of quantification methods to measure fire-derived (black/elemental) carbon in soils and sediments using reference materials from soil, water, sediment and the atmosphere // Global Biogeochem. Cycles. 2007. V. 21. Art. GB3016. <https://doi.org/10.1029/2006GB002914>
46. *Higuera P.* CharAnalysis 0.9: diagnostic and analytical tools for sediment charcoal analysis. User’s Guide, Montana State University, Bozeman, MT. 2009.
47. IUSS Working Group WRB, 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
48. *Jones M.W., Coppola A.I., Santin C., Dittmar T., Jaffé R., Doerr S.H., Quine T.A.* Fires prime terrestrial organic carbon for riverine export to the global oceans // Nat. Commun. 2020. V. 11. P. 2791. <https://doi.org/10.1038/s41467-020–16576-z>
49. *Kuz'yakov Y., Bogomolova I., Glaser B.* Biochar stability in soil: Decomposition during eight years and transforma-

- tion as assessed by compound specific ^{14}C analysis // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 70. P. 229–236.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.12.021>
50. *Leifeld J., Alewell C., Bader C., Krüger J.P., Mueller C.W., Sommer M., Steffens M., and Szidat S.* Pyrogenic Carbon Contributes Substantially to Carbon Storage in Intact and Degraded Northern Peatlands // *Land Degrad. Develop.* 2018. V. 29. P. 2082–2091.
<https://doi.org/10.1002/ldr.2812>
 51. *Lodygin E.D., Alekseev I.I., Vasilevich R.S., Abakumov E.V.* Complexation of lead and cadmium ions with humic acids from arctic peat soils // *Environ. Res.* 2020. V. 191.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2020.110058>
 52. *Mooney S., Tinner W.* The analysis of charcoal in peat and organic sediments // *Mires and Peat.* 2011. V. 7. P. 1–18.
 53. *Pereira P., Cerdà A., Jordán A., Martínez-Zavala L., Mataix-Solera J., Arcenegui V., Misiune I., Keesstra S., Novara A.* Short-term vegetation recovery after a grassland fire in lithuania: The effects of fire severity, slope position and aspect // *Land Degradation Development.* 2016. V. 27. P. 1523–1534.
<https://doi.org/10.1002/ldr.2498>
 54. *Preston C.M., Schmidt M.W.I.* Black (pyrogenic) carbon: a synthesis of current knowledge and uncertainties with special consideration of boreal regions // *Biogeosciences.* 2006. V. 3(4). P. 397–420.
 55. *Reisser M., Purves R.S., Schmidt M.W.I., Abiven S.* Pyrogenic carbon in soils: a literature-based inventory and a global estimation of its content in soil organic carbon and stocks // *Frontiers Earth Sci.* 2016. V. 4. P. 1–14.
<https://doi.org/10.3389/feart.2016.00080>
 56. *Sartakov M.P., Novikov A.A., Chukhareva N.V.* Study of humic acids in various types and kinds of peats at Khantymansi autonomous area – Ygra by ^{13}C spectroscopy // *Int. J. Pharmacy Technol.* 2016. V. 8. № 2. P. 14204–14213.
 57. *Santin C., Doerr S.H., Jones M.W., Merino A., Warneke C., Roberts J.M.* The relevance of pyrogenic carbon for carbon budgets from fires: Insights from the FIREX experiment // *Global Biogeochem. Cycles.* 2020. V. 34. P. e2020GB006647.
<https://doi.org/10.1029/2020GB006647>
 58. *Sirin A.A., Medvedeva M.A., Makarov D.A., Maslov A.A., Joosten H.* Multispectral satellite based monitoring of land cover change and associated fire reduction after large-scale peatland rewetting following the 2010 peat fires in Moscow Region (Russia) // *Ecological Engineering.* 2020. V. 158. 106044.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2020.106044>
 59. *Skjemstad J.O., Clarke P., Taylor J.A., Oades J.M., Newman R.H.* The removal of Magnetic Materials from surface soils. A solid state ^{13}C CP/MAS n. m. r. // *Aust. J. Soil Res.* 1994. V. 32. P. 1215–1229.
<https://doi.org/10.1071/SR9941215>
 60. *Van Reeuwijk L.P.* (Ed.) Procedures for soil analysis. Technical Paper, 9. ISRIC, Wageningen. 2002.
 61. *Vergnoux A., Malleret L., Asia L., Doumenq P., Theriault F.* Impact of forest fires on PAH level and distribution in soils // *Environ. Res.* 2011. V. 111. P. 193–198.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2010.01.008>
 62. *Wiedemeier D.B., Brodowski S., Wiesenberg G.L.B.* Pyrogenic molecular markers: Linking PAH with BPCA analysis // *Chemosphere.* 2015. V. 119. P. 432–437.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2014.06.046>
 63. *Yunker M.B., Macdonald R.W., Vingarzan R., Mitchell R.H., Goyette D., Sylvestre S.* PAHs in the Fraser River basin: a critical appraisal of PAH ratios as indicators of PAH source and composition // *Org. Geochem.* 2002. V. 33. P. 489–515.

Comparison of Methods for Determining Pyrogenically Modified Carbon Compounds

A. A. Dymov^{1,*}, V. V. Startsev¹, N. M. Gorbach¹, I. V. Pausova¹, D. N. Gabov¹, and O. Donnerhack²

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

²*Institute of Soil Science, Leibniz Universität Hannover, Herrenhäuser Str., 2, Hannover, 30419 Germany*

*e-mail: aadymov@gmail.com

On the example of Rheic Hemic Histosol (Lignic) located in the south of the middle taiga of the Komi Republic, a study of soil organic matter was carried out in order to search for biomarkers and features of organic matter associated with the influence of fires. It is shown that fires have a significant effect on soil organic matter. The activity of the influence of fires was determined by the content of macrocoals. The organic matter was investigated by solid-state ^{13}C -NMR spectroscopy, and the concentrations of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) and benzeno polycarboxylic acids (BPCA) were determined. It is shown that all the considered methods make it possible to diagnose the influence of pyrogenesis on the composition of soil organic matter. In the composition of horizons with signs of pyrogenesis, the proportion of carbon represented by aromatic fragments increases, the concentration of PAHs significantly increases, while the increase occurs mainly due to naphthalene, phenanthrene, and chrysene. Based on the results of the assessment of the BPCAs content, for the first time for the Komi Republic, the PyC reserves were calculated, which are 4.4 kg/m^2 (calculated by the BPCAs with four or more carboxyl functional groups). The considered indicators correlate quite well with each other: the correlation coefficients between the content of Caryl and C_{BPCAs} are $R = 0.84$ ($p < 0.05$), with individual BPCAs $R = 0.81–0.90$ ($p < 0.05$).

Keywords: PyC, peat, Histosols, NMR, PAH, BPCAs

УДК 631.46

ЭКОЛОГО-ТРОФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СООБЩЕСТВ МИКРООРГАНИЗМОВ ПОЧВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

© 2021 г. Д. А. Никитин^а *, Л. В. Лысак^б, О. В. Кутовая^а, Т. А. Грачева^б^аПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия^бМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: dimnik90@mail.ru

Поступила в редакцию 17.02.2021 г.

После доработки 15.04.2021 г.

Принята к публикации 27.04.2021 г.

С помощью метода посева на селективные среды оценены численность и таксономическое разнообразие микроорганизмов в почвах северной части архипелага Новая Земля. Содержание аэробных и анаэробных азотфиксаторов, а также денитрификаторов низкое (десятки и сотни КОЕ/г почвы). Численность сапротрофных бактерий варьировала от 3.3×10^4 до 1.2×10^6 КОЕ/г почвы; актиномицетов – от 1.3×10^3 до 4.0×10^5 КОЕ/г почвы; микромицетов – от 2.5×10^2 до 1.5×10^4 КОЕ/г почвы. Численность всех изученных групп микроорганизмов (кроме аэробных азотфиксаторов) исследованных почв резко уменьшается вниз по профилю, что положительно коррелирует с содержанием органического углерода и общего азота. В сообществе почвенных микроорганизмов доминируют бактерии родов *Arthrobacter* и *Bacillus*, актиномицеты родов *Streptomyces* и *Micromonospora*, а также микроскопические грибы родов *Goffeauzyma*, *Phoma*, *Pseudogymnoascus* и *Thelebolus*. В целом численность и таксономическое разнообразие микроорганизмов исследованных почв меньше по сравнению с почвами Земли Франца-Иосифа. Этот феномен связан с иссушающим и охлаждающим влиянием самого крупного ледника в России на Новой Земле.

Ключевые слова: Арктика, экстремальные экосистемы, численность КОЕ, азотфиксаторы, денитрификаторы, бактерии, актиномицеты, микроскопические грибы

DOI: 10.31857/S0032180X21110101

ВВЕДЕНИЕ

Информация о природе Новой Земли (НЗ) скудна, поскольку с 1954 г. до 90-х гг. XX в. здесь находился испытательный полигон ядерного оружия [31]. Только с 2009 г., после появления национального парка “Русская Арктика”, появилась возможность продолжить изучение природы архипелага [32]. С 2012 г. получению новых знаний о НЗ во многом способствует научно-образовательный проект “Арктический Плавающий Университет”.

Несмотря на то, что НЗ является крупнейшим архипелагом Европейской Арктики, о его физико-географических характеристиках имеется лишь общая информация [30]. Климат НЗ арктический с продолжительной холодной (до -40°C) зимой, сильными ветрами (до 40–50 м/с) и существенными осадками (300–400 мм/год). Средняя температура августа не превышает $+2.5^\circ\text{C}$ на севере и $+6.5^\circ\text{C}$ на юге. Характерная особенность НЗ – высокая влажность воздуха (90–100%) и частые

туманы [32]. Спецификой о. Северный является расположение на нем самого большого (около 20 тыс. км²) покровного ледника России.

Территория НЗ относится к Урало-Пайхойской складчатости с палеозойскими и мезозойскими глинистыми сланцами, известняками, доломитами и алевролитами, перекрытыми четвертичными ледниковыми и морскими отложениями [18], а также элювием, коллювием, пролювием и делювием [1, 32].

Рельеф НЗ представлен горными массивами до 1500 м и морскими террасами до 1000 м разделенными денудационно-абразионными равнинами до 300 м [1]. На побережье НЗ образуются такие аккумуляционные формы, как пляжи и косы, а также полигоны, пятна, полосы.

С геоботанической точки зрения север архипелага относится к высокоарктическим пустошам [58]. В фитоценозах доминируют мохообразные и лишайники. Характерными цветковыми растениями являются ивки *Salix polaris* и камнеломки

Saxifraga oppositifolia. По числу видов лидируют семейства мятликовых (*Poaceae*) и камнеломковых (*Saxifragaceae*) [24, 32].

Почвы НЗ изучены лишь на западном побережье архипелага [6, 7, 18, 30], где они преимущественно представлены полосчатыми комплексами каменистых россыпей и почво-пленками [7, 18]. Профиль большинства почв редуцирован и от окружающих пород отличается повышенным содержанием иллита, каолинита и смектита [18]. В северной части архипелага, где проведены данные исследования, почвенный покров состоит из чередования пелоземов сильноскелетных остаточно-карбонатных (Skeletal Leptosols (Loamic)), карбопетроземов (Calcaric Leptosols (Protic)), петроземов (Skeletal Leptosols (Protic)) и криоземов (Oxyaquic Cryosols (Loamic)) [27].

Информация о микроорганизмах НЗ отрывочна, касается лишь культивируемых простейших и бактерий озер, а также поверхности растений [48]. Ранее получены сведения о биологической активности почв отдельных районов северной части о. Северный НЗ [27]. Однако таксономическое разнообразие бактерий, актиномицетов и микромицетов почв — крупнейшего депозитария микроорганизмов в природе [34, 46] — архипелага до сих пор не известно.

Цель работы — оценка численности и разнообразия основных эколого-трофических групп микробного сообщества в почвах северной части НЗ.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Почва. Объекты исследования расположены на о. Северный НЗ в районе заливов Русская Гавань, Ледяная Гавань и Бухта Благополучия, а также мыса Желания. Условия отбора и хранения образцов, а также детальное описание растительности, почвенных разрезов и их фото приведено в нашей статье [27]. Координаты ключевых точек, классификационный статус почв и некоторые физико-химические свойства исследованных образцов представлены в табл. 1.

Микробиологический посев. Аэробных азотфиксаторов (род *Azotobacter*) выявляли на среде Эшби с маннитом методом почвенных комочков, анаэробных азотфиксаторов (род *Clostridium*) — на среде Виноградского методом предельных разведений [10]. О развитии бактерий рода *Clostridium* судили по образованию газа, характерной микроморфологии и таблицам Мак-Креди [49]. Денитрификаторов изучали на жидкой среде для микроорганизмов группы нитратного дыхания [14] методом предельных разведений [9].

Определение численности и таксономической структуры сапротрофных бактерий проводили на агаризованной глюкозо-пептонно-дрожжевой среде с нистатином [21]. Численность и таксономиче-

ский состав актиномицетов выявляли на агаризованном казеин-глицериновом агаре с нистатином [12]. Посев для учета численности бактерии и актиномицеты проводили из разведений 1 : 100, 1 : 1000 в трехкратной повторности после обработки почвенной суспензии на приборе УЗДН1 (22 кГц, 0.44А, 2 мин) для десорбции клеток с поверхности почвенных частиц [10]. Посевы для учета численности бактерии и актиномицетов инкубировали при комнатной температуре. Учет бактерий осуществляли на 10–14 сутки, а для актиномицетов — на 14–21 сутки. Представителей основных морфотипов изолировали на скошенный агар и идентифицировали по общепринятым определителям [4, 21, 33]. Выделяли следующие группы по относительному обилию родов: доминанты (>30%), субдоминанты (20–30%), группа среднего обилия (10–20%) и минорные компоненты (<10%).

Анализ видового состава микромицетов осуществляли глубинным посевом [43]. Почвенную суспензию перед посевом обрабатывали с помощью встряхивателя Vortex 5 мин при 3500 об./мин. Аликвоту 100 мкл суспензии почвы с разведением 1 : 100 помещали на дно стерильных чашек Петри, в которые заливали расплавленную и охлажденную до +50°C среду Чапека с добавлением стрептомицина (100 мг/л). Инкубацию посевов проводили при +25°C в течение 2–3 нед. и при +5°C в течение 4–6 нед. После чего производили учет общего числа колоний мицелиальных грибов и их первичную идентификацию по определителям [37, 38]. Таксономическую принадлежность отдельных штаммов дополнительно проверяли по анализу участков ITS рДНК [5]. Секвенирование участков ITS рДНК проводили с помощью набора реактивов BigDye Terminator V3.1 Cycle Sequencing Kit (Applied Biosystems, USA) с последующим анализом продуктов реакции на секвенаторе Applied Biosystems 3130xl Genetic Analyzer в Научно-производственной компании “Синтол” (Москва).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Аэробные азотфиксаторы рода *Azotobacter* выявлены только в минеральном ВСР и надмерзлотном СRg горизонтах криозема глееватого скелетного Русской Гавани (профиль RG-1-3), а также по всему профилю RG-5-6 карбопетрозема гумусового мерзлотного сильноскелетного того же района архипелага, органогенном горизонте АОса криозема грубогумусового остаточно-карбонатного Бухты Благополучия (профиль ВВ-9-10), а также поверхностного горизонта О + W пелозема гумусового перегнойного остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (LG-15). Значительное содержание (76% обрастания почвенных комочков) *Azotobacter* отмечено в минеральном горизонте СRg криозема глееватого скелетного Русской Гавани (образец RG-3); меньше

Таблица 1. Свойства почв севера Новой Земли [27]

| Название почвы | Индекс образца | Горизонт | Глубина, см | Влажность почвы, % массы | pH _{водн} | C _{орг} | CaCO ₃ | N _{общ} | C _{орг} /N _{общ} |
|---|----------------|------------|-------------|--------------------------|--------------------|------------------|-------------------|------------------|------------------------------------|
| | | | | | | % | | | |
| Мыс Желания, 76.95° с.ш., 68.52° в.д. | | | | | | | | | |
| Криозем остаточно-карбонатный сильноскелетный | CJ-22 | O | 0–3 | 80.3 | 7.3 | – | – | – | – |
| | CJ-23 | CRca | 3–28 | 13.1 | 8.1 | 0.76 | 3.42 | 0.11 | 6.9 |
| Петрозем криотурбированный остаточно-карбонатный сильноскелетный | CJ-24 | W + C | 0–23 | 9.0 | 8.0 | 0.33 | – | 0.02 | 16.5 |
| | CJ-25 | Cca,sk | 23–33 | 8.2 | 8.1 | 0.23 | 4.41 | 0.03 | 7.7 |
| Ледяная Гавань, 76.29° с.ш., 68.15° в.д. | | | | | | | | | |
| Карбопетрозем очень сильноскелетный | LG-11 | W + Cca,sk | 0–17 | 8.2 | 8.1 | 2.06 | 40.15 | 0.13 | 15.8 |
| Пелозем гумусовый криотурбированный остаточно-карбонатный сильноскелетный | LG-12 | Wca | 0–4 | 6.2 | 7.6 | 0.82 | 9.91 | 0.14 | 2.6 |
| | LG-13 | Cca | 4–19 | 9.1 | 7.9 | 1.16 | 12.50 | 0.14 | 8.9 |
| | LG-14 | Cca | 19–32 | 38.6 | 8.0 | 1.52 | – | 0.17 | 10.1 |
| Пелозем гумусовый перегнойный остаточно-карбонатный сильноскелетный | LG-15 | O + W | 0–5 | 52.8 | 7.4 | 18.69 | – | 1.23 | 15.2 |
| | LG-16 | Cca | 4–17 | 14.8 | 8.0 | 1.37 | 33.15 | 0.14 | 9.8 |
| | LG-17 | Cca | 17–30 | 13.7 | 8.2 | 0.21 | 2.67 | 0.03 | 7.0 |
| Русская Гавань, 76.19° с.ш., 62.72° в.д. | | | | | | | | | |
| Русская Гавань | | | | | | | | | |
| Криозем глееватый скелетный | RG-1 | O | 0–4 | 65.2 | 7.1 | 9.80 | – | 0.63 | 15.6 |
| | RG-2 | CR | 4–11 | 47.8 | 7.5 | 3.85 | – | 0.32 | 12.0 |
| | RG-3 | CRg | 11–22 | 38.0 | 7.9 | 2.76 | – | 0.19 | 14.5 |
| Петрозем | RG-4 | O + C | 0–21 | 15.4 | 8.0 | 0.83 | – | 0.1 | 8.3 |
| Карбопетрозем гумусовый мерзлотный сильноскелетный | RG-5 | Wca | 0–9 | 11.3 | 8.2 | 2.59 | 28.90 | 0.1 | 25.9 |
| | RG-6 | Cca,sk | 9–16 | 9.3 | 8.2 | 2.13 | 30.57 | 0.1 | 21.3 |
| Пелозем остаточно-карбонатный сильноскелетный | RG-7 | O + Cca | 0–14 | 14.8 | 8.0 | 6.32 | 18.83 | 0.1 | 158.0 |
| Бухта Благополучия, 75.62° с.ш.; 63.80° в.д. | | | | | | | | | |
| Пелозем гумусовый остаточно-карбонатный среднескелетный | BB-8 | W + Cca | 0–31 | 11.4 (19.5) | 8.0 | 0.94 | 8.16 | 0.11 | 8.5 |
| Криозем грубогумусовый остаточно-карбонатный | BB-9 | AOca | 0–10 | 49.9 | 7.8 | 1.38 | 5.91 | 0.11 | 12.5 |
| | BB-10 | CR | 10–19 | 11.4 | 7.5 | 3.84 | – | 0.29 | 13.2 |

аэробных азотфиксаторов (30% обрастания) выявлено в горизонте BCR (образец RG-2) того же профиля. В остальных изученных образцах количество аэробных азотфиксаторов низкое (менее 14% обрастания) или они не были обнаружены.

Анаэробные азотфиксаторы рода *Clostridium* обнаружены во всех образцах, кроме горизонта O + W и надмерзлотного горизонта Cca пелозема гумусового перегнойного остаточного-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-15-17). Численность *Clostridium* варьировала от 0.3×10^1 до 2.4×10^3 КОЕ/г почвы (рис. 1), однако большая часть образцов характеризовалась 10^1 – 10^2 КОЕ/г почвы. Минимальные показатели

(десятки КОЕ/г почвы) выявлены для горизонта Cca,sk петрозема криотурбированного остаточного-карбонатного сильноскелетного района мыса Желания (профиль CJ-24-25) и по всему профилю RG-5-6 карбопетрозема гумусового мерзлотного сильноскелетного района Русской Гавани. В поверхностном органогенном горизонте O + W и минеральном надмерзлотном слое Cca пелозема гумусового перегнойного остаточного-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-15-17) анаэробных азотфиксаторов не обнаружено. Максимальная численность *Clostridium* отмечена в горизонте CR криозема грубогумусового остаточного-карбонатного Бухты Благополу-

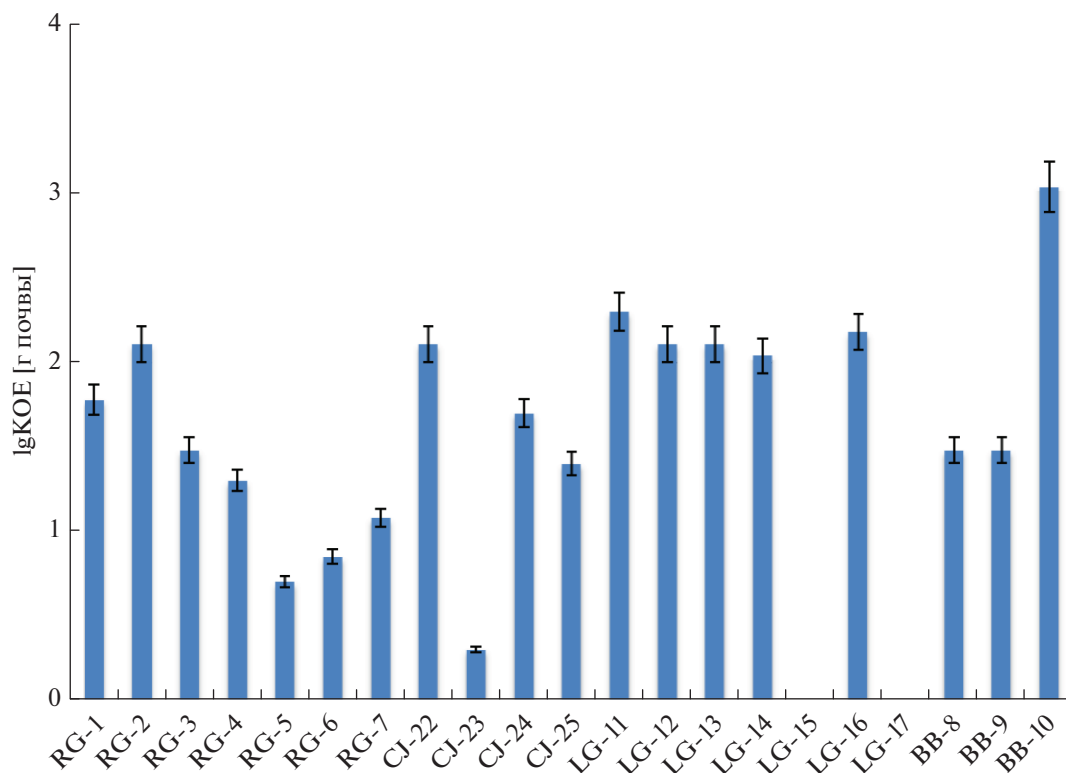


Рис. 1. Численность анаэробных азотфиксаторов рода *Clostridium*.

чия (профиль ВВ-9-10). Выявлена тенденция к увеличению количества анаэробных азотфиксаторов вниз по профилю почв. Для криозема глееватого скелетного Русской Гавани (профиль RG-1-3), пелозема гумусового перегнойного остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-15-17) и криозема грубогумусового остаточно-карбонатного Бухты Благополучия (профиль ВВ-9-10) максимум анаэробных азотфиксаторов обнаружен в подповерхностном горизонте.

Численность денитрификаторов минимальна (менее $5.0 \Sigma \lg$ КОЕ/г почвы) для надмерзлотных горизонтов криозема глееватого скелетного Русской Гавани (RG-1-3) и криозема остаточно-карбонатного сильноскелетного мыса Желания (CJ-22-23) (рис. 2). Количество представителей данной эколого-трофической группы максимально (более $9.0 \Sigma \lg$ КОЕ/г почвы) в поверхностных слоях пелозема гумусового перегнойного остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (LG-15-17) и криозема грубогумусового остаточно-карбонатного Бухты Благополучия (ВВ-9-10). Для одних профилей (CJ-22-23, RG-1-3, LG-15-17, ВВ-9-10) выявлено снижение, а для других (RG-5-6, LG-12-14) – повышение количества денитрификаторов от поверхностных слоев к глубинным. В целом почвы

мыса Желания показали наименьшие значения КОЕ по сравнению с другими исследованными районами архипелага.

Численность комплекса культивируемых сапротрофных бактерий (СБК) в почвах НЗ варьировала от 3.3×10^4 до 1.2×10^6 КОЕ/г почвы (табл. 2). Минимальные показатели численности зафиксированы в минеральных горизонтах криозема остаточно-карбонатного сильноскелетного (4.0×10^3 КОЕ/г почвы) и петрозема криотурбированного остаточно-карбонатного сильноскелетного (3.3×10^4 КОЕ/г почвы) мыса Желания. Максимальное содержание бактерий (около 1.0×10^6 КОЕ/г почвы) выявлено в моховом очесе АОса криозема грубогумусового остаточно-карбонатного Бухты Благополучия (профиль ВВ-9-10), единственном горизонте W + Cca,sk карбопетрозема очень сильно скелетного Ледяной Гавани (профиль LG-11), подповерхностном Cca пелозема гумусового перегнойного остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-15-17) и криозема глееватого скелетного Русской Гавани (профиль RG-1-3). В большинстве почв происходило уменьшение численности бактерий вниз по профилю. Только в RG-5-6, LG-12-14 и LG-15-17 обнаружено увеличение численности бактерий в надмерзлотном горизонте. В большинстве почвенных горизонтов чис-

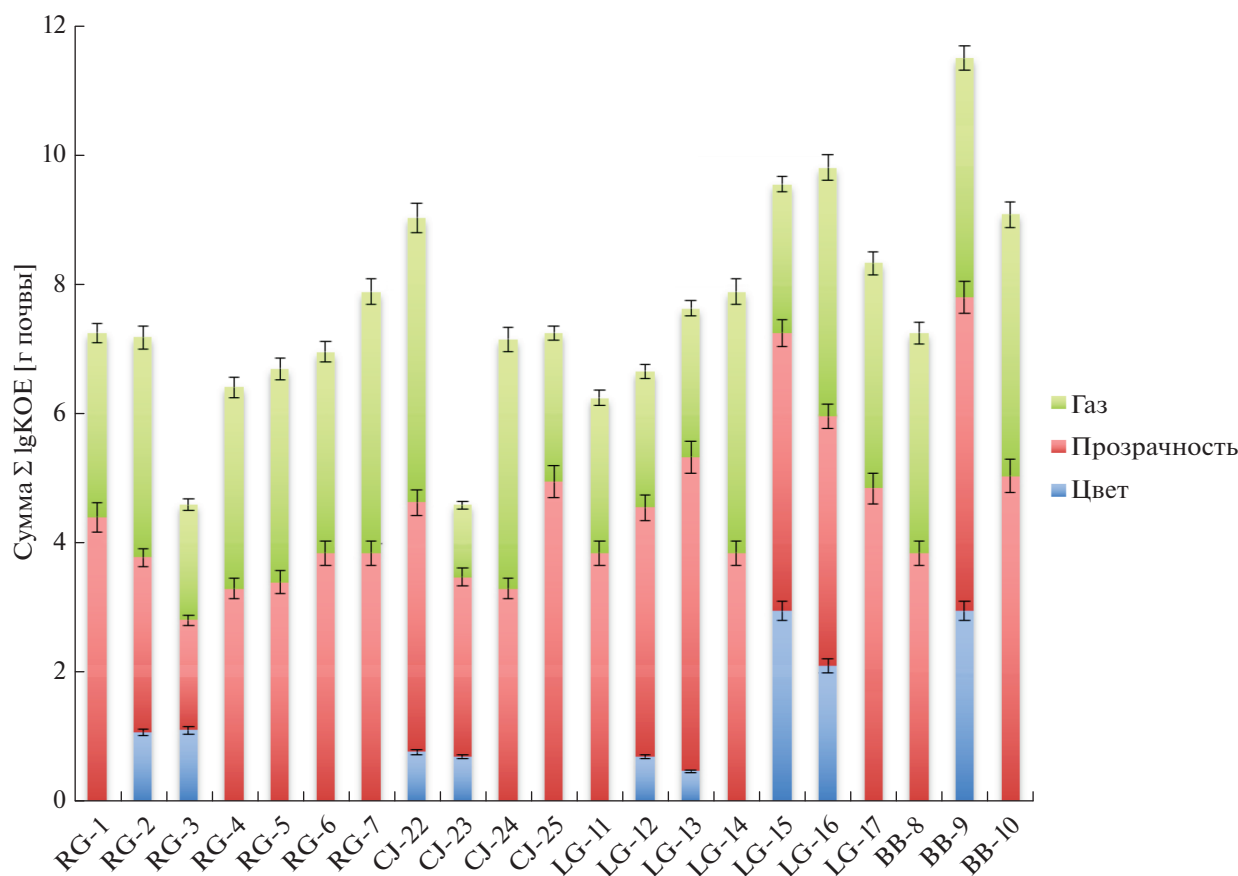


Рис. 2. Численность денитрификаторов.

ленность бактерий составляла от 3.0×10^5 до 8.0×10^5 КОЕ/г почвы.

Из почв НЗ выделено 105 штаммов сапротрофных прокариот, отнесенных к 19 родам бактерий (табл. 2). Грамположительные бактерии представлены шестью родами: *Arthrobacter*, *Bacillus*, *Clostridium*, *Promicromonospora*, *Rhodococcus*, *Streptomyces*. Грамотрицательные бактерии представлены 13-ю родами: *Alcaligenes*, *Aquaspirillum*, *Azotobacter*, *Caulobacter*, *Comamonas*, *Cytophaga*, *Muxococcus*, *Polyangium*, *Pseudomonas*, *Rhizobium*, *Sporocytophaga*, *Xanthomonas*, *Xanthobacter*.

В большинстве образцов доминировали бактерии рода *Arthrobacter*. Только в пелоземе гумусовом криотурбированном остаточно-карбонатном сильноносkeletalном Ледяной Гавани (профиль LG-12-14) наблюдалось преобладание рода *Bacillus*, а в пелоземе перегнойно-гумусовом криотурбированном остаточно-карбонатном сильноносkeletalном Ледяной Гавани (профиль LG-15-17) — рода *Streptomyces*. В качестве субдоминантов выступали бактерии родов *Bacillus*, *Cytophaga*, *Muxococcus* и *Polyangium*. Группа среднего обилия и минорные компоненты представлены в основном грамтри-

цательными бактериями родов *Alcaligenes*, *Aquaspirillum*, *Azotobacter*, *Caulobacter*, *Comamonas*, *Pseudomonas*, *Rhizobium*, *Sporocytophaga*, *Xanthobacter* и *Xanthomonas*.

В горизонтах, богатых органическим веществом (моховой очес, альго-бактериальные пленки), зафиксировано высокое родовое богатство бактерий и присутствие активных гидролитиков *Cytophaga*, *Muxococcus*, *Polyangium* и *Sporocytophaga*, а также копиотрофов родов *Alcaligenes*, *Azotobacter*, *Comamonas*, *Pseudomonas*, *Rhizobium*, *Xanthobacter* и *Xanthomonas*. В надмерзлотных горизонтах обнаружены олиготрофы рода *Caulobacter*.

Актиномицеты имели численность — от 10^3 до 10^5 КОЕ/г почвы. Данная группа микроорганизмов выявлена во всех образцах, кроме оглеенного горизонта CRg криозема глееватого скелетного Русской Гавани (профиль RG-1-3). Минимум актиномицетов (1.3×10^3 КОЕ/г почвы) выявлен в пелоземе остаточно-карбонатном сильноносkeletalном Русской Гавани (профиль RG-7). Максимум мицелиальных прокариот (4.0×10^5 КОЕ/г почвы) отмечен в органогенном горизонте АОса криозема грубогумусового остаточно-карбонат-

Таблица 2. Структура сообществ культивируемых почвенных гетеротрофных бактерий и актиномицетов

| Почва | Индекс образца | Горизонт | Глубина, см | Численность бактерий, $10^4 \times \text{КОЕ/г}$ | Численность актиномицетов, $10^3 \times \text{КОЕ/г}$ | Доля актиномицетов, % | Доминантные роды | Субдоминантные роды | Группа родов среднего обилия и минорные компоненты |
|---|----------------|------------|-------------|--|---|-----------------------|--|--|--|
| Мыс Желания, 76.95° с.ш., 68.52° в.д. | | | | | | | | | |
| Криозем остаточно-карбонатный сильноносkeletalный | CJ-22 | O | 0–3 | 9.6 ± 1.0 | 14 ± 0.8 | 2 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> , <i>Мухомосoccus</i> , | <i>Pseudomonas</i> , <i>Xanthomonas</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Clostridium</i> , <i>Sporocytophaga</i> |
| | CJ-23 | CRca | 3–28 | 4.0 ± 0.4 | 14 ± 0.8 | 1 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> | <i>Comamonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Caulobacter</i> , <i>Clostridium</i> |
| | CJ-24 | W + C | 0–23 | 8.4 ± 0.8 | 12 ± 1.8 | 1 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> , <i>Мухомосoccus</i> , | <i>Pseudomonas</i> , <i>Xanthomonas</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Rhizobium</i> , <i>Clostridium</i> |
| | CJ-25 | Cca,sk | 23–33 | 3.3 ± 0.3 | 6 ± 0.4 | 1 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> | <i>Comamonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Caulobacter</i> , <i>Clostridium</i> |
| Ледяная Гавань, 76.29° с.ш., 68.15° в.д. | | | | | | | | | |
| Карбопетрозем очень сильно skeletalный | LG-11 | W + Cca,sk | 0–17 | 114.0 ± 11.4 | 300 ± 33 | 12 | <i>Arthrobacter</i> , <i>Мухомосoccus</i> | <i>Cytophaga</i> | <i>Polyangium</i> , <i>Pseudomonas</i> , <i>Comamonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Sporocytophaga</i> |
| | LG-12 | Wca | 0–4 | 17.8 ± 1.8 | 240 ± 14 | 57 | <i>Bacillus</i> | <i>Arthrobacter</i> | <i>Streptomyces</i> , <i>Rhodococcus</i> , <i>Promicromonospora</i> , <i>Pseudomonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> |
| Пелозем гумусовый криотурбированный остаточно-карбонатный сильноносkeletalный | LG-13 | Wca | 4–19 | 82.1 ± 8.2 | 293 ± 33 | 7 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> | <i>Azotobacter</i> , <i>Clostridium</i> , <i>Rhodococcus</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Clostridium</i> |
| | LG-14 | Cca | 19–32 | 23.3 ± 2.4 | 4.7 ± 0.81 | 3 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> | <i>Aquaspirillum</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Caulobacter</i> , <i>Clostridium</i> |
| | LG-15 | Cca | 0–5 | 53.8 ± 5.4 | 227 ± 21 | 46 | <i>Streptomyces</i> | <i>Polyangium</i> , <i>Мухомосoccus</i> | <i>Polyangium</i> , <i>Pseudomonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Cytophaga</i> , <i>Azotobacter</i> |
| Пелозем гумусовый перетурбированный остаточно-карбонатный сильноносkeletalный | LG-16 | O + W | 4–17 | 108.5 ± 10.9 | 12 ± 2 | 9 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Streptomyces</i> | <i>Aquaspirillum</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Clostridium</i> |
| | LG-17 | Cca | 17–30 | 29.6 ± 3.0 | 2.7 ± 0.17 | 3 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Streptomyces</i> | <i>Aquaspirillum</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Caulobacter</i> |

Таблица 2. Продолжение

| Почва | Индекс образца | Горизонт | Глубина, см | Численность бактерий, $10^4 \times \text{КОЕ/г}$ | Численность актиноциетов, $10^3 \times \text{КОЕ/г}$ | Доля актиноциетов, % | Доминантные роды | Субдоминантные роды | Группа родов среднего обилия и минорные компоненты |
|---|--|----------|-------------|--|--|----------------------|--|---|---|
| Русская Гавань, 76.19° с.ш., 62.72° в.д. | | | | | | | | | |
| Криозем глееватый скелетный | RG-1 | O | 0–4 | 104.5 ± 10.5 | 45 ± 9 | 12 | <i>Bacillus</i> , <i>Mycosoccus</i> | <i>Cytophaga</i> | <i>Polyangium</i> , <i>Pseudomonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Xanthobacter</i> , <i>Clostridium</i> , <i>Sporocytophaga</i> |
| | RG-2 | CR | 4–11 | 72.1 ± 7.2 | 12 ± 4.5 | 4 | <i>Bacillus</i> | – | <i>Aquaspirillum</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Azotobacter</i> , <i>Clostridium</i> |
| | RG-3 | CRg | 11–22 | 10.6 ± 1.3 | – | – | <i>Bacillus</i> | – | <i>Aquaspirillum</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Caulobacter</i> , <i>Azotobacter</i> |
| | RG-4 | O + C | 0–21 | 94.5 ± 10.5 | 94.5 ± 10.5 | 11 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> | <i>Polyangium</i> , <i>Pseudomonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Xanthomonas</i> , <i>Clostridium</i> , <i>Sporocytophaga</i> |
| Петрозем | RG-5 | Wca | 0–9 | 48.0 ± 4.8 | 48.0 ± 4.8 | 6 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Streptomyces</i> , <i>Cytophaga</i> | <i>Mycosoccus</i> , <i>Polyangium</i> , <i>Pseudomonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Xanthomonas</i> , <i>Azotobacter</i> , <i>Clostridium</i> |
| | RG-6 | Cca,sk | 9–16 | 56.3 ± 5.6 | 11.3 ± 1.1 | 2 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Streptomyces</i> | <i>Pseudomonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Xanthomonas</i> , <i>Azotobacter</i> , <i>Clostridium</i> |
| Пелозем остаточно-карбонатный сильносkeletalный | RG-7 | O + Cca | 0–14 | 65.0 ± 6.6 | 1.3 ± 0.2 | 1 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Mycosoccus</i> , <i>Cytophaga</i> | <i>Pseudomonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Xanthomonas</i> , <i>Clostridium</i> , <i>Sporocytophaga</i> |
| | Бухта Благополучия, 75.62° с.ш.; 63.80° в.д. | | | | | | | | |
| Пелозем гумусовый остаточно-карбонатный среднесkeletalный | BB-8 | W + Cca | 0–31 | 87.2 ± 8.6 | 12 ± 2 | 6 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> | <i>Pseudomonas</i> , <i>Alcaligenes</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Clostridium</i> |
| | BB-9 | AOca | 0–10 | 118.0 ± 12.0 | 440 ± 40 | 37 | <i>Arthrobacter</i> , <i>Mycosoccus</i> | <i>Bacillus</i> | <i>Cytophaga</i> , <i>Polyangium</i> , <i>Comamonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Azotobacter</i> , <i>Clostridium</i> |
| | BB-10 | CR | 10–19 | 62.1 ± 7.0 | 45 ± 3 | 11 | <i>Arthrobacter</i> | <i>Bacillus</i> | <i>Comamonas</i> , <i>Aquaspirillum</i> , <i>Caulobacter</i> , <i>Clostridium</i> |

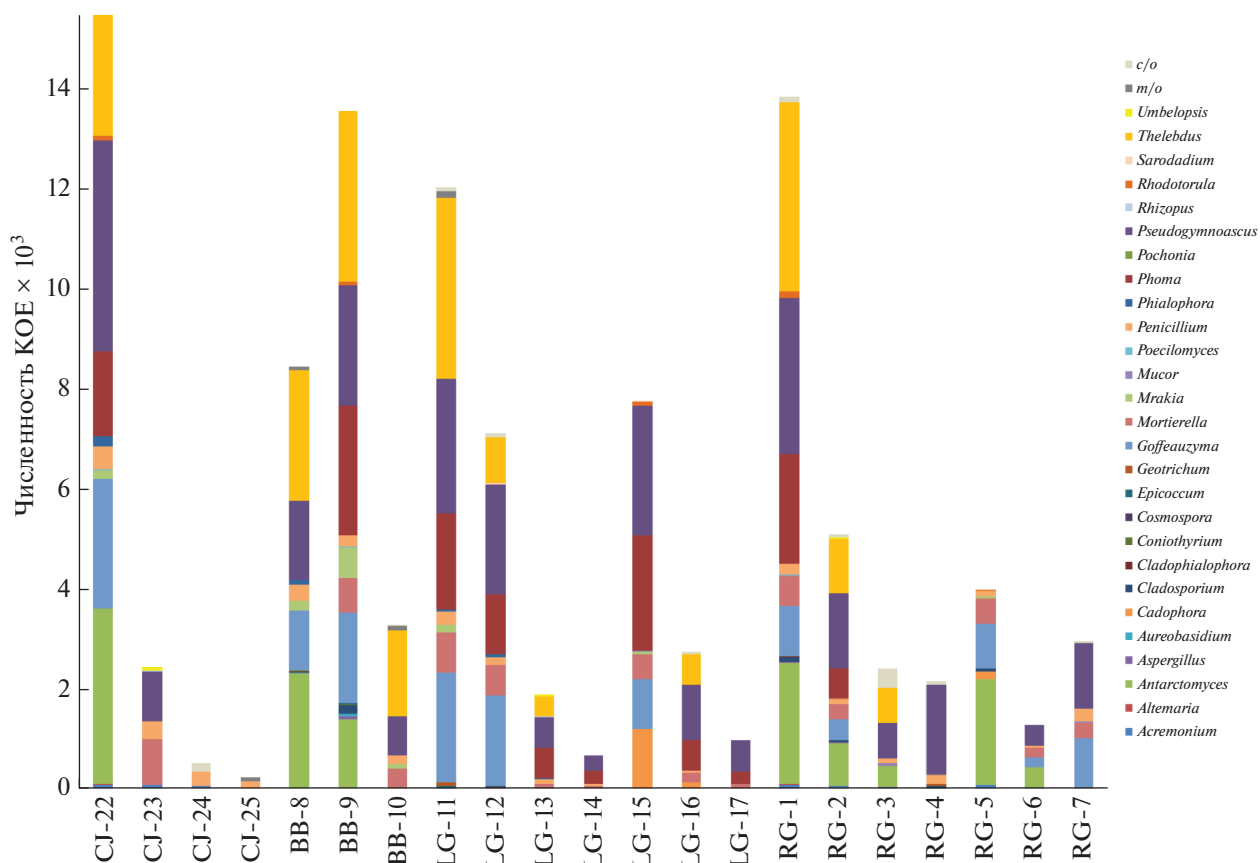


Рис. 3. Численность и таксономическое разнообразие микроскопических грибов.

ного Бухты Благополучия (профиль ВВ-9-10). Также большое количество актиномицетов (3.0×10^5 КОЕ/г почвы) выявлено в горизонте W + + Са,sk карбопетрозема очень сильно скелетного Ледяной Гавани (профиль LG-11). Несколько меньше актиномицетов (около 2.8×10^5 КОЕ/г почвы) в поверхностных горизонтах пелозема гумусового криотурбированного остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-12-14). Вниз по профилям всех изученных почв численность мицелиальных прокариот уменьшалась. В пелоземе гумусовом криотурбированном остаточно-карбонатном сильноскелетном (профиль LG-12-14) и пелоземе гумусовом перегнойном остаточно-карбонатном сильноскелетном Ледяной Гавани (профиль LG-15-17) в прокариотном комплексе высока доля актиномицетов (46 и 57% соответственно).

Из почв НЗ выделено 40 штаммов актиномицетов, представителей родов *Streptomyces* и *Micromonospora*. 35 изолятов рода *Streptomyces* относились к 15 видам из 6 серий и 5 секций. В минеральных горизонтах доминировали представители секций и серий *Cinereus Achromogenes*, *Cinereus Chromogenes*, *Albus Albus*. В органогенных горизонтах раз-

нообразии было шире, встречались секции и серии *Roseus*, *Imperfectus*, *Helvolo-Flavus Helvolus*.

Преобладали (80–100% обилия) представители рода *Streptomyces*. Однако в моховом оросе АОса криозема грубогумусового остаточно-карбонатного Бухты Благополучия (профиль ВВ-9-10) доминировали виды рода *Micromonospora*. В минеральных горизонтах видовое разнообразие актиномицетов невелико и представлено видами: *Streptomyces albus*, *S. albolongus*, *S. odorifer*, *S. albogriseolus*, *S. pseudogriseolus*. Более разнообразны органогенные горизонты, где дополнительно обнаружены виды: *S. cattleya*, *S. higrscopicus*, *S. werraensis*, *S. parvullus*, *S. canarius*, *S. violascens*, *S. candidus*, *S. spororaveus*, *S. gelaticus*. Из органогенных горизонтов выделены пигментированные актиномицеты секции и серии *Roseus*, *Helvolo-Flavus Helvolus*, *Cinereus Chromogenes*, *Cinereus Violaceus*. Максимальное разнообразие актиномицетов отмечено для поверхностного горизонта пелозема гумусового перегнойного остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-15-17).

Микроскопические грибы имели суммарную численность от 2.5×10^2 до 1.5×10^4 КОЕ/г почвы (рис. 3). Наименьшие значения (порядка

10^2 КОЕ/г почвы) выявлены в криоземе остаточного-карбонатного сильноскелетного мыса Желания (СЖ-24-25), пелоземе гумусовом криотурбированном остаточного-карбонатного сильноскелетного (профиль LG-12-14) и пелоземе гумусовом перегнойном остаточного-карбонатного сильноскелетного района Ледяной Гавани (профиль LG-15-17). Максимум микромицетов (порядка 10^4 КОЕ/г почвы) в моховом очесе О криозема остаточного-карбонатного сильноскелетного мыса Желания (профиль СЖ-22-23), горизонте АОса криозема грубогумусового остаточного-карбонатного района Бухты Благополучия (профиль ВВ-9-10), горизонте W + + Сса,sk карбопетрозема очень сильно скелетного Ледяной Гавани (профиль LG-11) и моховом очесе О криозема глееватого Русской Гавани (профиль RG-1-3). Для большей части образцов количество микромицетов не превышало 10^3 КОЕ/г почвы. В целом численность микромицетов уменьшается вниз по профилю исследованных почвенных профилей.

Выделено 49 видов микромицетов, относящихся к 24 родам из 3 отделов (табл. 3). Отдел Mucogomycota представлен родами *Mortierella*, *Mucor*, *Rhizopus* и *Umbelopsis*. Отдел Ascomycota – 2 телеоморфными (*Antarctomyces*, *Thelebolus*) и 18 анаморфными родами. Отдел Basidiomycota представлен дрожжами *Goffeazyma*, *Mrakia* и *Rhodotorula*. Выделенные микромицеты относятся к 13-ти порядкам: Нурогреалес (роды *Acremonium*, *Cosmospora*, *Epicoccum*, *Pochonia*, *Sarocladium*); Плеоспоралес (роды *Alternaria*, *Coniothyrium*); Телоболалес (роды *Antarctomyces*, *Thelebolus*); Евротiales (роды *Aspergillus*, *Penicillium*, *Paecilomyces*); Хелотiales (роды *Cadophora*, *Pseudogymnoascus*); Сапнотiales (род *Cladosporium*); Хаэтофитiales (род *Cladophialophora*); Сахаромыцеталес (род *Geotrichum*); Треллалес (род *Goffeazyma*); Мукоралес (роды *Mortierella*, *Mucor*, *Rhizopus*, *Umbelopsis*); Хаэтофитiales (род *Phialophora*); Плеоспоралес (род *Phoma*); Споридиоболалес (род *Rhodotorula*). Наибольшее число родов (5) принадлежит к порядку Нурогреалес, 4 рода насчитывает порядок Мукоралес, 3 рода – порядка Евротiales.

Исследованные районы НЗ характеризовались отличными друг от друга сообществами микромицетов. Так, *Acremonium* и *Alternaria* выявлены лишь для мыса Желания и Русской Гавани; *Antarctomyces* и *Umbelopsis* приурочены к органогенным горизонтам всех изученных почв, кроме Ледяной Гавани; *Aspergillus* и *Aureobasidium*, *Cladosporium* отмечены в районе Бухты Благополучия и Русской Гавани; *Cadophora*, *Mucor*, *Pochonia* – к образцам районов Ледяной Гавани и Русской Гавани; *Cladophialophora* – Бухты Благополучия и Ледяной Гавани; *Coniothyrium* – только Бухты Благополучия; *Rhizopus* – к образцам мыса Желания и району Ледяной Гавани; *Cosmospora* и *Saro-*

cladium отмечены в одном образе Ледяной Гавани; *Epicoccum*, *Geotrichum*, *Paecilomyces* – характерны для Бухты Благополучия, Русской Гавани, Ледяной Гавани; *Goffeazyma*, *Mortierella*, *Mrakia*, *Penicillium*, *Phialophora*, *Phoma*, *Pseudogymnoascus*, *Rhodotorula*, *Thelebolus* – обнаружены во всех изученных локациях НЗ.

Одни штаммы микромицетов выделялись только при $+5^\circ\text{C}$ – *Antarctomyces psychrotrophicus*, *Cadophora malorum*, *Cladophialophora* sp., *Thelebolus microsporus*, другие – лишь при $+25^\circ\text{C}$ – *Alternaria alternata*, *Aspergillus sydowii*, *Coniothyrium glomeratum*, *Mucor plumbeus*, *Phoma glomerata*, *Sarocladium kiliense*, а большинство учтенных штаммов выявлялись при обеих температурах инкубирования.

Сапротрофные микромицеты обнаружены во всех образцах и представлены типичными почвенными родами [37, 55] – *Acremonium*, *Alternaria*, *Aspergillus*, *Aureobasidium*, *Cladosporium*, *Coniothyrium*, *Cosmospora*, *Geotrichum*, *Mortierella*, *Mucor*, *Paecilomyces*, *Penicillium*, *Phialophora*, *Phoma*, *Pochonia*, *Pseudogymnoascus*, *Rhizopus*, *Rhodotorula*, *Sarocladium*, *Thelebolus*, *Umbelopsis*, часть которых (*Antarctomyces*, *Cadophora*, *Goffeazyma*, *Mrakia*, *Pseudogymnoascus*, *Rhodotorula*, *Thelebolus*) характерна для холодных экосистем. Значительная часть сапротрофных видов (*Aspergillus sydowii*, *A. versicolor*, *Aureobasidium pullulans*, *Cladosporium cladosporioides*, *C. herbarum*, *Mucor hiemalis*, *Paecilomyces lilacinus*, *Penicillium aurantiogriseum*, *P. chrysogenum*, *Pseudogymnoascus pannorum*, *Rhizopus stolonifera*, *Sarocladium kiliense*) входит в базу данных BSL патогенных для человека и животных видов [36].

Среди выделенных микромицетов практически не было видов, экологически связанных с растениями – эпифитов, эндофитов или эккриотрофов – *Aureobasidium pullulans*, *Epicoccum nigrum*, *Geotrichum candidum*, *Rhodotorula mucilaginosum*. Однако выявлено довольно много целлюлолитиков, практически все из которых являются фитопатогенами – *Alternaria alternata*, *Cadophora malorum*, *Cladosporium cladosporioides*, *C. herbarum*, *Cladosporium* sp., *Coniothyrium glomeratum*, *Epicoccum nigrum*, *Geotrichum candidum*, *Phialophora alba*, *Phialophora lagerbergii*, *Phoma exhigua*, *P. glomerata*, *P. herbarum*, *Rhizopus stolonifer*, *Sarocladium kiliense*.

Наибольшим видовым разнообразием характеризовались роды: *Penicillium* (9 видов), а также *Acremonium*, *Cladosporium*, *Mortierella*, *Phoma*, *Thelebolus* – по 3 вида. По численности (от 8.5×10^2 до 3.5×10^3 КОЕ/г почвы) и обилию (от 18 до 31%) доминировали представители сапротрофных и характерные для холодных экосистем родов: *Antarctomyces*, *Cadophora*, *Goffeazyma*, *Penicillium*, *Phoma*, *Pseudogymnoascus*, *Thelebolus* (рис. 3). Почти все доминанты имели большое обилие лишь в поверхностных органогенных горизонтах.

Таблица 3. Структура сообществ культивируемых почвенных микроорганизмов

| Род/вид | Вариант | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----------------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|--|
| | CJ-22 | CJ-23 | CJ-24 | CJ-25 | LG-11 | LG-12 | LG-13 | LG-14 | LG-15 | LG-16 | LG-17 | RG-1 | RG-2 | RG-3 | RG-4 | RG-5 | RG-6 | RG-7 | BB-8 | BB-9 | BB-10 | |
| <i>Acremonium strictum</i> ^a W. Gams | + ^a | > | | | | | | | | | | > | > | > | | | | | | | | |
| <i>Acremonium charticola</i> ^a (Lindau) W. Gams | + ^a | + ^a | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Alternaria alternata</i> ^{a, c, d} (Fr.) Keissl. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Antarctomyces psychrotrophicus</i> ^f Stiguel & Guarro | > | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Aspergillus sydowii</i> ^{a, e} (Bainier & Sartory) Thom & Church | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Aspergillus versicolor</i> ^{a, c} (Vuill.) Tirab. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Aureobasidium pullulans</i> ^{a, b, e} (de Bary & Löwenthal) G. Arnaud | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cadophora luteo-olivacea</i> ^{*, c, f} (J.F.H. Beyma) T.C. Harr. et McNew | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cadophora malorum</i> ^{*, c, d, f} (Kidd & Beaumont) W. Gams | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cladosporium cladosporioides</i> ^{a, c, d, e} (Fresen) G.A. de Vries | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cladosporium herbarum</i> ^{c, d, e} (Pers.) Link <i>Cladosporium</i> sp. ^{a, c, d} | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cladophialophora</i> sp. ^a | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Coniothyrium glomeratum</i> ^{a, d} Corda | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cosmospora butyri</i> ^{*, a} (J.F.H. Beyma) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Gräfenhan, Seifert et Schroers | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Epicoccum nigrum</i> ^{b, c} Link | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Geotrichum candidum</i> ^{a, b, c, e} Link | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Goffeauzyma glivescens</i> ^{*, f} (Chemov & Babeva) Xin Zhan Liu, F.Y. Bai, M. Groenew. & Boekhout | > | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Таблица 3. Продолжение

| Род/вид | Вариант | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|--|--|
| | CJ-22 | CJ-23 | CJ-24 | CJ-25 | LG-11 | LG-12 | LG-13 | LG-14 | LG-15 | LG-16 | LG-17 | RG-1 | RG-2 | RG-3 | RG-4 | RG-5 | RG-6 | RG-7 | BB-8 | BB-9 | BB-10 | | |
| <i>Mortierella alpina</i> ^a Peytone | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mortierella elongata</i> ^a Linnem. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mortierella minutissima</i> ^a Tiagh. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mrakia frigida</i> ^{*,f} (Fell, Statzell, I.L. Hunter & Phaff) Y. Yamada & Komag. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mucor hiemalis</i> ^{a,e} Wehmer | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mucor plumbeus</i> ^a Bonord. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Paecilomyces lilacinus</i> ^{a,e} (Thom) Samson | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Penicillium aurantiogriseum</i> ^{a,e} Dierckx | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>P. canescens</i> ^a Sopp | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Penicillium chrysogenum</i> ^{a,e} Thom | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Penicillium commune</i> ^a Thom | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Penicillium janczewskii</i> ^a K.M. Zaleski | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Penicillium janthinellum</i> ^a Biourge | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Penicillium simplicissimum</i> ^a (Oude.) Thom | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Penicillium verrucosum</i> ^a Dierckx | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Penicillium waksmanii</i> ^a K.M. Zaleski | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Phialophora alba</i> ^{*, a, d, f} J.F.H. Beyma | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Таблица 3. Окончание

| Род/вид | Вариант | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|--|
| | С1-22 | С1-23 | С1-24 | С1-25 | LG-11 | LG-12 | LG-13 | LG-14 | LG-15 | LG-16 | LG-17 | RG-1 | RG-2 | RG-3 | RG-4 | RG-5 | RG-6 | RG-7 | BB-8 | BB-9 | BB-10 | |
| <i>Phialophora lagerbergii</i> ^{*, a, d, e, f} (Melin et Nannf.) Conant | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| <i>Phoma exigua</i> ^{a, c, d} Desm. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Phoma glomerata</i> ^{a, c, d} (Corda) Wollenw. et Hochapfel | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Phoma herbarum</i> ^{*, a, c, d} Westend. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pochonia bulbilosa</i> ^{*, a} (W. Gams et Malla) Zare et W. Gamsa | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pseudogymnoascus pannorum</i> ^{*, a, e, f} (Link) Minnis & D.L. Lindner | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pseudogymnoascus vinaceus</i> ^{a, f} Dal Vesco | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Rhizopus stolonifer</i> ^{a, d, e} (Ehrenb.) Vuill. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Rhodotorula mucilaginosa</i> ^{*, a, b, f} (A. Jörg.) F.C. Harrison | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Sarocladium kiliense</i> ^{a, c, d, e} (Grütz) Summerb. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Thelebolus microsporus</i> ^{a, f} (Berik. et Broome) Kimbr. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Thelebolus ellipsoideus</i> ^{*, a, f} Brumm. & de Hoog | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Thelebolus stercoreus</i> ^{*, a, f} Tode | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Umbelopsis ramanniana</i> ^a (Möller) W. Gams | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mycelia sterilia</i> (dark color) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mycelia sterilia</i> (light color) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Примечание. * – виды, определенные по анализу участков ITS рДНК; a – сапроотрофы; b – эпифиты/эндифиты/эксрисотрофы; c – потенциальные патогены растений; d – целлюлитики; e – условные патогены животных и человека; f – виды характерные холодных экосистем. v – рост отмечен при +5°C; + – рост отмечен при +25°C.

ОБСУЖДЕНИЕ

Азотфиксация. Низкая численность аэробных азотфиксаторов может быть связана с суровыми климатическими условиями, обуславливающими низкую общую биологическую активность почв о. Северный архипелага [27]. Другими авторами отмечено малое содержание азотфиксаторов в почвах полярных регионов [51]. Скудность растительного покрова севера НЗ также может являться причиной малого количества азотфиксаторов в Арктике [53] по сравнению с почвами умеренного пояса [19, 26].

Большая численность анаэробных азотфиксаторов, по-видимому, связана с микроаэрофильными условиями почвы, обусловленным значительной влажностью в период отбора образцов и небольшим содержанием общего азота (табл. 1). Представителей данной эколого-трофической группы значительно меньше, чем в почвах умеренного пояса [19, 26]. Численность анаэробных азотфиксаторов существенно уменьшалась в почвах с повышенной щелочностью. Так, в почвах с максимальным рН 8.2 карбопेत्रоземе гумусовом мерзлотном сильноскелетном Русской Гавани (профиль RG-5-6) отмечена низкая численность представителей данной эколого-трофической группы, а в надмерзлотном горизонте Сса пелозема перегнойно-гумусового остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-15-17) анаэробные азотфиксаторы не выявлены.

Численность денитрификаторов в образцах НЗ на порядок меньше, чем в почвах умеренного климата [20], что может быть связано с ингибированием биологической активности почвы покровным ледником НЗ [27].

В посевах большинства органогенных и некоторых минеральных горизонтов не выявлено изменения цвета среды при инкубации (рис. 2), что свидетельствует о постоянном уровне рН и отсутствии денитрификаторов [20].

Нами отмечена положительная корреляция между влажностью почвы и численностью денитрификаторов. Это можно объяснить тем, что денитрификация протекает в условиях недостатка атмосферного кислорода, при котором микроорганизмы восстанавливают окисные формы неорганических веществ [50, 59]. Обнаружена связь численности денитрификаторов с содержанием органического углерода и общего азота. Данный процесс в почве протекает при разложении органического вещества, в том числе и микробиологического происхождения [59]. Активная эмиссия газов в среде для выявления денитрификаторов во всех образцах свидетельствует о функционально значимом процессе нитратного дыхания не только в органогенных, но и в минеральных горизонтах [20].

Численность и таксономическая структура комплекса культивируемых сапротрофных бактерий (СБК) в исследованных почвах НЗ сравнима с таковыми для Шпицбергена [57]. В то же время количество КОЕ и число таксонов СБК почв севера НЗ значительно меньше по сравнению с грунтами Восточной Антарктиды [21, 44]. Такие различия могут быть связаны с климатическим фактором [42]. В большинстве профилей численность СБК резко уменьшалась с глубиной, но в некоторых почвах наблюдалось увеличение количества КОЕ в надмерзлотном горизонте ретинизации, как и для антарктических оазисов [21, 44].

Во всех исследованных почвах НЗ доминировали грамположительные бактерии, что типично для высоких широт [45, 47]. В большинстве образцов НЗ с высоким содержанием карбонатов доминировали представители рода *Arthrobacter*, предпочитающие нейтральные и щелочные значения рН [35, 39, 57]. Субдоминантами в органогенных горизонтах являлись представители родов *Bacillus*, *Cytophaga*, *Mycococcus*, *Polyangium* и *Streptomyces* – активные деструкторы растительных полимеров [17, 40]. В минеральных горизонтах субдоминанты представлены родами *Bacillus* и *Streptomyces*. Группа среднего обилия и минорные компоненты включали грамотрицательные бактерии, доля которых в полярных почвах обычно невелика [47]. Определенного интереса заслуживает выделение из минеральных горизонтов родов *Caulobacter* и *Aquaspirillum* – обитателей олиготрофных водных местообитаний [54].

Численность актиномицетов в почвах НЗ сравнима с таковой в пелоземах гумусовых глеевых Пинежского заповедника Архангельской области [29] и криоземах грубогумусных глееватых воркутинской тундры Республики Коми [13], но несколько меньше, чем в торфяно-криоземе типичном Ямала [11]. Отмечено уменьшение численности актиномицетов с глубиной по профилям как изученных почв НЗ, как и других полярных территорий [41, 56].

Микроскопические грибы имели на порядок меньшую численность и таксономическое разнообразие, чем в более северных архипелагах Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) [15, 26] и Шпицбергена [16], но сравнимы с таковыми Восточной Антарктиды [3, 21, 23, 25, 43]. Вероятно, нарушение закона широтной зональности, предполагающего увеличение количества таксонов и числа организмов от полюсов к экватору [2], вызвано суровостью локальных климатических условий севера НЗ из-за покровного ледника [27, 30]. В то время как ЗФИ и Шпицберген подвержены менее выраженному оледенению, чем НЗ [52].

Значения индекса Шеннона микромицетов НЗ варьировали от 1.54 до 3.29 (рис. 4). Минимальное α -разнообразие отмечено в криоземе остаточно-карбонатном сильноскелетном мыса

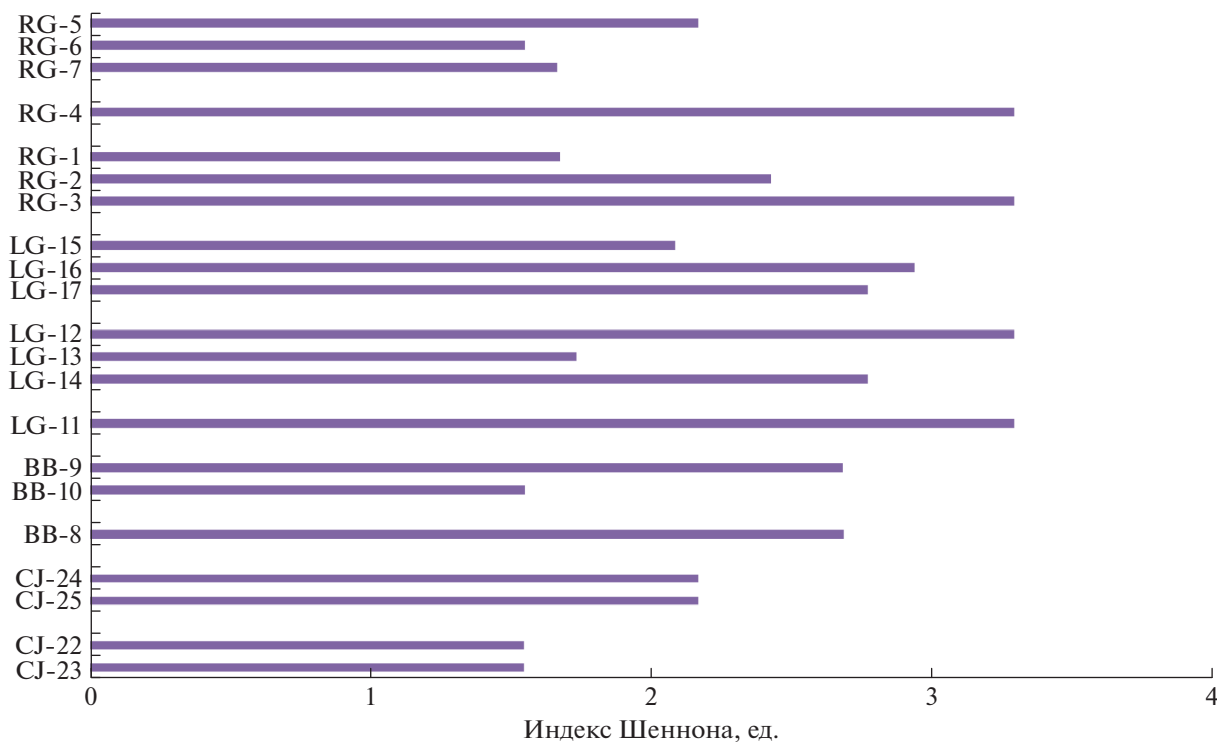


Рис. 4. α -Разнообразие сообществ почвенных микроорганизмов на основе индекса Шеннона.

Желания (CJ-22-23), надмерзлотном горизонте CR криозема грубогумусового остаточно-карбонатного Бухты Благополучия (профиль ВВ-9-10) и в горизонте Rca карбопетрозема гумусового мерзлотного сильноскелетного Русской Гавани (профиль RG-5-6). Максимальные значения индекса Шеннона для микромицетов выявлены в горизонте W + Cca,sk карбопетрозема очень сильно скелетного Ледяной Гавани (профиль LG-11), органогенном горизонте Wca пелозема гумусового криотурбированного остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-12-14) и надмерзлотном горизонте CRg криозема глееватого скелетного Русской Гавани (RG-1-3). Низкое α -разнообразие (до 2 по индексу Шеннона) также обнаруживалось в горизонте Wca пелозема гумусового криотурбированного остаточно-карбонатного сильноскелетного Ледяной Гавани (профиль LG-12-14), моховом очесе O криозема глееватого скелетного Русской Гавани (профиль RG-1-3) и O + Cca пелозема остаточно-карбонатного сильноскелетного Русской Гавани (профиль RG-7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В сообществе почвенных микроорганизмов севера НЗ доминируют представители сапротрофного блока — грамположительные бактерии рода *Arthrobacter*, актиномицеты родов *Streptomy-*

ces и *Micromonospora*, а также микромицеты родов *Goffeauzyma*, *Phoma*, *Pseudogymnoascus* и *Thelebolus*. Численность всех культивируемых микроорганизмов (кроме аэробных азотфиксаторов) в изученных почвах резко уменьшается вниз по профилю, что положительно коррелирует с содержанием органического углерода и общего азота.

Численность и таксономическое разнообразие микроорганизмов изученных объектов НЗ меньше, чем в более северных архипелагах ЗФИ и Шпицбергена. Данный парадокс может быть связан с иссушающим и охлаждающим влиянием самого большого в России ледника на острове Северный НЗ.

Низкое обилие азотфиксаторов и относительно большое количество денитрификаторов позволяет сделать вывод о некотором вкладе почв севера НЗ в эмиссию оксидов азота в атмосферу. В перспективе необходима оценка продуцирования парниковых газов из почв обследованных территорий.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят проект “Арктический плавучий университет” САФУ им. М.В. Ломоносова и лично К.С. Зайкова за организацию полевых работ на Новой Земле. Также авторы благодарят сотрудников Отдела географии и эволюции почв Института географии РАН и лично С.В. Горячкина за помощь в определе-

нии таксономической принадлежности исследованных почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-04-00328 (проведение микробиологических анализов), а также проекта № 18-05-60279 РФФИ-Арктика (полевой отбор образцов).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большаинов Д.Ю., Анохин В.М., Гусева Е.А.* Новые данные о строении рельефа и четвертичных отложений архипелага Новая Земля. Геолого-геофизическая характеристика литосферы Арктического региона // Тр. ВНИИ Океангеологии. 2006. № 210(6). С. 149–161.
2. *Букварева Е., Алещенко Г.* Принцип оптимального разнообразия биосистем. Товарищество научных изданий КМК. 2013. 522 с.
3. *Власов Д.Ю., Кирицели И.Ю., Абакумов Е.В., Новожилов Ю.К., Зеленская М.С., Баранцевич Е.П.* Антропогенная инвазия микромитозов в ненарушенные экосистемы оазиса Холмы Ларсеманн (Восточная Антарктида) // Российский журнал биологических инвазий. 2020. № 13(2). С. 23–34.
4. *Гаузе Г.Ф., Преображенская Т.П., Свешникова М.А., Терехова Л.П., Максимова Т.С.* Определитель актиномицетов. М.: Наука, 1983. 248 с.
5. *Глушакова А.М., Качалкин А.В., Чернов И.Ю.* Особенности динамики эпифитных и почвенных дрожжевых сообществ в зарослях недотроги железконосной на перегнойно-глеевой почве // Почвоведение. 2011. № 8. С. 966–972.
6. *Горячкин С.В.* Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
7. *Горячкин С.В., Каравалева Н.А., Таргульян В.О.* География почв Арктики: современные проблемы // Почвоведение. 1998. № 5. С. 520–530.
8. *Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умаров М.М.* Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038>
9. *Егоров Н.С.* Практикум по микробиологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.
10. *Звягинцев Д.Г.* Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. С. 60.
11. *Звягинцев Д.Г., Зенова Г.М., Грачева Т.А., Курапова А.И., Дуброва М.С.* Разнообразие почвенных актиномицетных комплексов, обусловленное температурными адаптациями мицелиальных актинобак-
терий // Теоретическая и прикладная экология. 2011. № 1. С. 4–23.
12. *Зенова Г.М.* Почвенные актиномицеты редких родов: Методическое руководство. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 81 с.
13. *Зенова Г.М., Дуброва М.С., Звягинцев Д.Г.* Структурно-функциональные особенности комплексов почвенных психротолерантных актиномицетов // Почвоведение. 2010. № 4. С. 482–487.
14. *Ильина Т.К., Фомина О.М.* Авторское свидетельство № 113328а от 30.06.83. Питательная среда для культивирования почвенных микроорганизмов.
15. *Кирицели И.Ю.* Микроскопические грибы в почвах острова Хейса (Земля Франца-Иосифа) // Новости систематики низших растений. 2015. № 49. С. 151–160.
16. *Кирицели И.Ю., Власов Д.Ю., Зеленская М.С., Ильюшин В.А., Новожилов Ю.К., Чуркина И.В., Баранцевич Е.П.* Оценка антропогенной инвазии микроскопических грибов в арктические экосистемы (архипелаг шпицберген) // Гигиена и санитария. 2020. № 99(2). С. 145–151. <https://doi.org/10.33029/0016-9900-2020-99-2-145-151>
17. *Корнейкова М.В., Редькина В.В., Мязин В.А., Фокина Н.В., Шалыгина Р.Р.* Микроорганизмы почв полуострова Рыбачий // Тр. Кольского научного центра РАН. 2019. № 10(4(7)). С. 108–122. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5252.2019.4.108-122>
18. *Крупская В.В., Мирошников А.Ю., Доржиева О.В., Закусин С.В., Семенов И.Н., Усачева А.А.* Минеральный состав почв и донных осадков заливов архипелага Новая Земля // Океанология. 2017. № 57(1). С. 238–245.
19. *Кутюва О.В.* Трансформация структуры микробного сообщества дерново-подзолистой почвы под воздействием дождевых червей // Агробиохимический вестник. 2008. № 2. С. 13–14.
20. *Кутюва О.В., Гребенников А.М., Тхакахова А.К., Исаев В.А., Гармашов В.М., Беспалов В.А., Чевердин Ю.И., Белобров В.П.* Изменение почвенно-биологических процессов и структуры микробного сообщества агрочерноземов при Разных способах обработки почвы // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. № 92. С. 35–61. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-92-35-61>
21. *Лысак Л.В., Максимова И.А., Никитин Д.А., Иванова А.Е., Кудинова А.Г., Соина В.С., Марфенина О.Е.* Микробные сообщества почв Восточной Антарктиды // Вестник Моск. ун-та. Сер. 16. Биология. 2018. № 73(3). С. 132–140.
22. *Лысак Л.В., Скворцова И.Н., Добровольская Т.Г.* Методы оценки бактериального разнообразия почв и идентификации почвенных бактерий. М.: Макс-пресс, 2003. 120 с.
23. *Марфенина О.Е., Никитин Д.А., Иванова А.Е.* Структура грибной биомассы и разнообразие культивируемых микромитозов в почвах Антарктиды (станции Прогресс и Русская) // Почвоведение. 2016. № 8. С. 991–999. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16080074>
24. *Мосеев Д.С., Сергиенко Л.А.* К флоре островов архипелага Земля Франца-Иосифа и северной части

- архипелага Новая Земля (аннотированный список видов) // Уч. зап. Петрозаводского государственного университета. 2017. № 4. С. 165.
25. Никитин Д.А., Марфенина О.Е., Максимова И.А. Использование сукцессионного подхода при изучении видового состава микроскопических грибов и содержания грибной биомассы в антарктических почвах // Микология и фитопатология. 2017. № 51(4). С. 211–219.
26. Никитин Д.А., Иванова Е.А., Железова А.Д., Семенов М.В., Гаджумаров Р.Г., Тхакахова А.К., Чернов Т.И., Ксенофонтова Н.А., Кутювая О.В. Оценка влияния технологии по-*till* и вспашки на микробиом южных агрочерноземов // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1508–1520.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20120084>
27. Никитин Д.А., Лысак Л.В., Бадмадашиев Д.В., Холод С.С., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Горячкин С.В. Биологическая активность почв северных территорий архипелага Новая Земля // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1207–1230.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21100087>
28. Никитин Д.А., Семенов М.В., Семиколенных А.А., Максимова И.А., Качалкин А.В., Иванова А.Е. Биомасса грибов и видовое разнообразие культивируемой микобиоты почв и субстратов о. Нортбрук (Земля Франца-Иосифа) // Микология и фитопатология. 2019. № 53(4). С. 210–222.
<https://doi.org/10.1134/S002636481904010X>
29. Прокопенко В.В., Зенова Г.М., Манучарова Н.А. Экофизиологическая характеристика психротолерантных актиномицетов тундровых и лесных ландшафтов // Почвоведение. 2019. № 6. С. 734–742.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19040105>
30. Семенов И.Н. Физико-географическая характеристика архипелага Новая Земля (литературный обзор). 2020. С. 1–40.
<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.15583.20642>
31. Усачева А.А., Семенов И.Н., Мирошников А.Ю., Крупская В.В., Закусин С.В. Геохимические особенности аркто-тундровых ландшафтов восточного побережья Новой Земли // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 87–95.
32. Холод С.С. Растительность в окрестностях мыса Желания (остров Северный архипелага Новая Земля) // Растительность России. 2020. № 38. С. 85–138.
<https://doi.org/10.31111/vegrus/2020.38.85>
33. Хоулт Дж., Круга Н., Снута П., Стейли Дж., Уилльямса С. Определитель бактерий Берджи / Пер. с англ. под ред. Г.А. Заварзина. М.: Мир, 1997. 800 с.
34. Bach E.M., Williams R.J., Hargreaves S.K., Yang F., Hofmockel K.S. Greatest soil microbial diversity found in micro-habitats // Soil Biology and Biochemistry. 2018. V. 118. P. 217–226.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.12.018>
35. Belov A.A., Cheptsov V.S., Vorobyova E.A., Manucharova N.A., Ezhelov Z.S. Culturable Bacterial Communities Isolated from Cryo-Arid Soils: Phylogenetic and Physiological Characteristics // Pleistological J. 2020. V. 54(8). P. 903–912.
<https://doi.org/10.1134/S0031030120080043>
36. de Hoog G.S., Guarro J., Gené J., Figueras M.J. Atlas of clinical fungi (No. Ed. 2). Centraalbureau voor Schimmelmcultures (CBS). 2000. 1126 p.
37. Domsch K.H., Gams W., Anderson T.H. Compendium of soil fungi, 2nd taxonomically revised. Eching: IHW-Verlag. 2007. 627 p.
38. Ellis M.B. Dematiaceous hyphomycetes. 1971. 608 p.
39. Fanin N., Kardol P., Farrell M., Nilsson M.C., Gundale M.J., Wardle D.A. The ratio of Gram-positive to Gram-negative bacterial PLFA markers as an indicator of carbon availability in organic soils // Soil Biology and Biochemistry. 2019. V. 128. P. 111–114.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.10.010>
40. Flimban S., Oh S.E., Joo J.H., Hussein K.A. Characterization and identification of cellulose-degrading bacteria isolated from a microbial fuel cell reactor // Biotechnology and Bioprocess Engineering. 2019. V. 24(4). P. 622–631.
<https://doi.org/10.1007/s12257-019-0089-3>
41. Gesheva V., Negoita T. Psychrotrophic microorganism communities in soils of Haswell Island, Antarctica, and their biosynthetic potential // Polar Biology. 2012. V. 35(2). P. 291–297.
<https://doi.org/10.1007/s00300-011-1052-8>
42. Hutchins D.A., Jansson J.K., Remais J.V., Rich V.I., Singh B.K., Trivedi P. Climate change microbiology—problems and perspectives // Nature Reviews Microbiology. 2019. V. 17(6). P. 391–396.
<https://doi.org/10.1038/s41579-019-0178-5>
43. Kochkina G.A., Ivanushkina N.E., Lupachev A.V., Starodumova I.P., Vasilenko O.V., Ozerskaya S.M. Diversity of mycelial fungi in natural and human-affected Antarctic soils // Polar Biology. 2019. V. 42(1). P. 47–64.
<https://doi.org/10.1007/s00300-018-2398-y>
44. Kudinova A.G., Petrova M.A., Dolgikh A.V., Soina V.S., Lysak L.V., Maslova O.A. Taxonomic Diversity of Bacteria and Their Filterable Forms in the Soils of Eastern Antarctica (Larsemann Hills and Bunger Hills) // Microbiology. 2020. V. 89(5). P. 574–584.
<https://doi.org/10.1134/S0026261720050136>
45. Kumar S., Suyal D.C., Yadav A., Shouche Y., Goel R. Microbial diversity and soil physiochemical characteristic of higher altitude // PloS one. 2019. V. 14(3). P. e0213844.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0213844>
46. Malard L.A., Pearce D.A. Microbial diversity and biogeography in Arctic soils // Environmental microbiology reports. 2018. V. 10(6). P. 611–625.
<https://doi.org/10.1111/1758-2229.12680>
47. Malcheva B., Nustorova M., Zhiyanski M., Sokolovska M., Yaneva R., Abakumov E. Diversity and activity of microorganisms in Antarctic polar soils // One Ecosystem. 2020. V. 5. P. e51816.
<https://doi.org/10.3897/oneeco.5.e51816>
48. Mazei Y.A., Tsyganov A.N., Chernyshov V.A., Ivanovsky A.A., Payne R.J. First records of testate amoebae from the Novaya Zemlya archipelago (Russian Arctic) // Polar Biology. 2018. V. 41(6). P. 1133–1142.
<https://doi.org/10.1007/s00300-018-2273-x>
49. McCready R.G.L., Gould W.D., Barendregt R.W. Nitrogen isotope fractionation during the reduction of NO³⁻

- to NH⁴⁺ by *Desulfovibrio* sp. // Canadian J. Microbiology. 1983. V. 29(2). P. 231–234.
50. Möller K. Effects of anaerobic digestion on soil carbon and nitrogen turnover, N emissions, and soil biological activity // Agronomy for sustainable development. 2015. V. 35(3). P. 1021–1041. <https://doi.org/10.1007/s13593-015-0284-3>
51. Nash M.V., Anesio A.M., Barker G., Tranter M., Varliero G., Eloe-Fadrosh E.A., Nielsen T., Turpin-Jelfs T., Benning L.G., Sánchez-Baracaldo P. Metagenomic insights into diazotrophic communities across Arctic glacier forefields // FEMS microbiology ecology. 2018. V. 94(9). fyy114. <https://doi.org/10.1093/femsec/fyy114>
52. Norum R., Proctor J. Svalbard: Spitsbergen, Jan Mayen and Franz Josef Land. Bradt Travel Guides. 2018.
53. Rousk K., Sorensen P.L., Michelsen A. Nitrogen fixation in the High Arctic: a source of 'new' nitrogen? // Biogeochemistry. 2017. V. 136(2). P. 213–222. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0393-y>
54. Salcher M.M. Isolation and cultivation of planktonic freshwater microbes is essential for a comprehensive understanding of their ecology // Aquatic Microbial Ecology. 2016. V. 77(3). P. 183–196. <https://doi.org/10.3354/ame01796>
55. Seifert K.A., Gams W. The genera of Hyphomycetes—2011 update // Persoonia. 2011. V. 27. P. 119. <https://doi.org/10.3767/003158511X617435>
56. Selbmann L., Zucconi L., Ruisi S., Grube M., Cardinale M., Onofri S. Culturable bacteria associated with Antarctic lichens: affiliation and psychrotolerance // Polar Biology. 2010. V. 33(1). P. 71–83. <https://doi.org/10.1007/s00300-009-0686-2>
57. Singh P., Singh S.M., Singh R.N., Naik S., Roy U., Srivastava A., Bölier M. Bacterial communities in ancient permafrost profiles of Svalbard, Arctic // J. Basic Microbiology. 2017. V. 57(12). P. 1018–1036. <https://doi.org/10.1002/jobm.201700061>
58. Walker D.A., Raynolds M.K., Danils F.J.A., Einarsson E., Elvebakk A., Gould W., Katenin A.E., Kholod S.S., Markon C.J., Melnikov E.S., Moskalenko N.G., Talbot S.S., Yurtsev B.A. and other members of the CAVM Team. The Circumpolar Arctic vegetation map // J. Vegetation Sciences. 2005. V. 16. P. 267–282. <https://doi.org/10.1111/j.1654-1103.2005.tb02365.x>
59. Wang J., Chadwick D.R., Cheng Y., Yan X. Global analysis of agricultural soil denitrification in response to fertilizer nitrogen // Science of the Total Environment. 2018. V. 616. P. 908–917. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.229>

Ecologo-Trophic Structure and Taxonomic Characteristics of Soil Microorganisms' Communities in Northern Part of Novaya Zemlya Archipelago

D. A. Nikitin¹*, L. V. Lysak², O. V. Kutovaya¹, and T. A. Gracheva²

¹Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: dimnik90@mail.ru

Using the method of seeding on elective nutrient media, the abundance and taxonomic diversity of ecological and trophic groups of microorganisms in the soils of the northern part of the Novaya Zemlya archipelago were estimated. The content of aerobic and anaerobic nitrogen fixers, as well as denitrifiers, is low (tens and hundreds of CFU/g soil). The number of saprotrophic bacteria varied from 3.3×10^4 to 1.2×10^6 CFU/g soil; actinomycetes – from 1.3×10^3 to 4.0×10^5 CFU/g soil; micromycetes – from 2.5×10^2 to 1.5×10^4 CFU/g soil. The abundance of all studied groups of microorganisms (except for aerobic nitrogen fixers) in the studied soils sharply decreases down the profile, which positively correlates with the content of organic carbon and total nitrogen. The community of soil microorganisms is dominated by gram-positive bacteria of the genera *Arthrobacter* and *Bacillus*, actinomycetes of the genera *Streptomyces* and *Micromonospora*, as well as micromycetes of the genera *Goffeauzyma*, *Phoma*, *Pseudogymnoascus* and *Thelebolus*. In general, the abundance and taxonomic diversity of cultivated microorganisms in the soils of the north of Novaya Zemlya are lower than in the soils of the more northern territories of the Franz Josef Land archipelago. This phenomenon is associated with the drying and cooling effect of the largest glacier in Russia on the Novaya Zemlya archipelago.

Keywords: Arctic, extreme ecosystems, CFU numbers, nitrogen fixers, denitrifiers, bacteria, actinomycetes, microscopic fungi

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2021 г. В. И. Кирюшин^а, *, Н. Н. Дубачинская^б, А. Ю. Юрова^а

^аПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

^бОренбургский ГАУ, ул. А.В. Коваленко, 5, Оренбург, 460027 Россия

*e-mail: vkiryushin@rambler.ru

Поступила в редакцию 05.03.2021 г.

После доработки 19.04.2021 г.

Принята к публикации 27.04.2021 г.

Задача комплексной оценки сельскохозяйственных земель сводится к выявлению их общностей по агроэкологическим и экономическим условиям, определяющим направления и эффективность их использования. Она решается в иерархии: природно-сельскохозяйственная зона, провинция, группа, вид земель и показана на примере Южного Урала в пределах Оренбургской области. Эта территория располагается в лесостепной, степной и сухостепной зонах, представленных различными провинциями. В каждой провинции выделены агроэкологические группы плакорных, полугидроморфных, эрозионных, солонцовых, литогенных, пойменных земель, для которых разработаны адаптивно-ландшафтные системы земледелия. В пределах групп выделены виды земель, к которым приурочены дифференцированные агротехнологии. На основе обобщения данных многолетних полевых экспериментов и агроклиматических моделей дана оценка продуктивности основных видов земель и экономической эффективности их использования при трех уровнях интенсификации земледелия. На основе предложенной методологии оценки земель рассматривается задача оптимизации сельскохозяйственного природопользования.

Ключевые слова: агроэкологическая группировка земель, агроклиматическая оценка, адаптивно-ландшафтные системы земледелия, экономическая эффективность использования земель

DOI: 10.31857/S0032180X21110083

ВВЕДЕНИЕ

С развитием интенсификации и экологизации земледелия существенно возрастает значение агроэкологической и экономической оценки земель. Вместо традиционной бонитировки почв, рейтинговых оценок пригодности земель для сельскохозяйственного использования, различных индексов и других интегральных оценок требуются прямые показатели природных факторов и условий хозяйственной деятельности в целом и земледелия в частности. Чем выше уровень интенсификации агротехнологий, тем больше показателей используется для их построения, тем сложнее инструментарий, который используется в цифровой форме в геоинформационной системе (ГИС). Большой опыт в данном отношении сложился в процессе разработки, проектирования и освоения адаптивно-ландшафтных систем земледелия. С учетом этого опыта была предложена методология комплексной оценки сельскохозяйственных земель [1]. Ее основу составляет природно-сельскохозяйственное районирование и агроэкологическая группировка земель. Оценка земель

выполняется в иерархии: природно-сельскохозяйственная зона – подзона – провинция – агроэкологическая группа земель – вид земель. На уровне зоны осуществляется оценка природных условий для размещения сельскохозяйственного производства, на уровне провинции – оценка агроклиматических условий для обоснования набора культур и сортов, для группы – оценка агроэкологических условий для обоснования севооборотов и организации территории, на уровне видов – по условиям применения агротехнологий.

Исходной позицией для этих оценок являются требования сельскохозяйственных культур, формализованные в реестрах сортов и регистрах агротехнологий [19]. На основе агроэкологической оценки земель разрабатывается их агрономическая оценка, критериями которой являются урожайность сельскохозяйственных культур (выход продукции с 1 га севооборотной площади при экстенсивных, нормальных и интенсивных агротехнологиях) и соответствующие экономические показатели при тех же условиях (экономическая оценка). Содержание агротехнологий представлено в регистрах [19]. К экстенсивным относят

технологии возделывания толерантных сортов сельскохозяйственных культур без применения удобрений за счет естественного плодородия почв. В нормальных технологиях используются пластичные сорта и обеспечивается бездефицитный баланс углерода и основных элементов питания путем применения агрохимических и биологических средств. Интенсивные технологии отличаются применением интенсивных сортов и прецизионным управлением продукционным процессом по микропериодам органогенеза, использованием дистанционных методов и АгроГИС. Рассчитаны на максимальную прибыль.

В данной работе ставится задача показать применение предлагаемой методологии оценки земель на примере Южного Урала в границах Оренбургской области. Этот объект представляет особый интерес как пример традиционного степного земледелия со всеми противоречиями. Оренбургская область явилась эпицентром освоения целинных земель в России в 1954–1958 гг., когда было распашано 1.8 млн га целины. Максимальная площадь пашни 6.4 млн га была достигнута в 1990 г. В результате земельной реформы 1991 г. происходило сокращение посевных площадей. К 2000 г. они стабилизировались на уровне 4.5–4.7 млн га. При этом в области довольно велика доля необрабатываемых угодий. В конечном итоге сложилась довольно неблагоприятная картина использования земельных ресурсов и их состояния. В пашне присутствует значительная доля маргинальных земель (солонцовых, засоленных, литогенных, эрозионных и др.), ранее вовлеченных в активный сельскохозяйственный оборот, а также деградировавших в результате ветровой и водной эрозии. В разные годы предпринимались меры по упорядочению землепользования, частичному исключению из пашни неблагоприятных земель. Однако они были недостаточными.

В последнее время рекомендуются различные варианты трансформации маргинальных земель пашни в другие угодья, а также охраняемые и ограниченно используемые территории с различным статусом. Для оценки земель с этой целью предлагаются различные варианты почвенно-климатических показателей, в частности, модернизированный почвенно-климатический индекс [7]. Нам представляется, что для подобного рода преобразований нужны более адекватные оценки фактической и потенциальной продуктивности различных категорий земель и соответственно эколого-экономической эффективности.

Для Оренбургской области эта задача приобретает особую актуальность в связи с низкой продуктивностью земледелия, не изменяющейся на протяжении полувека. Как показывает проведенный анализ динамики урожайности зерновых культур [2], в первое десятилетие после освоения целинных земель она составила в среднем 0.8 т/га.

Благодаря освоению почвозащитной системы земледелия она возросла в среднем до 1 т/га и на протяжении 1966–2020 гг. оставалась на том же уровне при колебаниях по годам в основном в пределах от 0.6 до 1.5 т/га. В то же время по России она возросла с 1.3 т/га в 1966–1970 гг. до 2.9 т/га в 2016–2020 гг.

Создается впечатление, что на протяжении более чем полувекового периода в земледелии не обеспечивается научно-технический прогресс. Столь консервативная ситуация в земледелии Оренбургской области требует объяснения с позиций научного, инновационного, организационно-хозяйственного обеспечения, социально-экономических и других условий, которые должны рассматриваться на фоне оценки природно-ресурсного потенциала региона.

Природно-сельскохозяйственное районирование. Оренбургская область располагается в глубине Евразийского континента в предгорной зоне Южного Урала и занимает площадь 124 тыс. км², простираясь с запада на восток на 750 км и севера на юг на 355 км. В соответствии с природно-сельскохозяйственным районированием страны [13], территория области представлена тремя природно-сельскохозяйственными зонами, в которых выделяется 5 провинций: Предуральская провинция лесостепной зоны, Заволжская и Казахстанская провинции степной зоны, Заволжская и Казахстанская провинции сухостепной зоны.

Территория *Предуральской провинции лесостепной зоны* прилежит к южной оконечности Бугульмино-Белебеевской возвышенности и к наиболее высокой части возвышенности Общего Сырта. Провинция характеризуется высокой расчлененностью рельефа с перепадом высот от 200 до 350 м. Почвенный покров представлен преимущественно черноземами типичными и выщелоченными разных родов и видов [6].

Заволжская провинция степной зоны приурочена к системе возвышенностей Общего Сырта, являющихся водоразделом Волги и Урала. Перепады высот над местными базисами эрозии в среднем достигают 100–250 м. Склоны северной и северо-западной экспозиции – пологие с нормальными полнопрофильными обыкновенным и южными черноземами глинистого и тяжелосуглинистого гранулометрического состава, склоны южной и юго-восточной экспозиции – крутые со сложными сочетаниями карбонатных и солонцеватых, маломощных и в различной степени смытых черноземов и их комплексов с солонцами [6].

Территория *Казахстанской провинции степной зоны* представлена системой высоких цокольных равнин Зауралья. Перепады высот над местными базисами эрозии в среднем не больше 50–80 м. Невысокие междуречные водоразделы в вершинной части сложены преимущественно пестро-

Таблица 1. Основные показатели теплообеспеченности природно-сельскохозяйственных провинций Оренбургской области за период 1989–2019 гг.

| Зона, провинция | Среднегодовое параметры | | | | | глубина промерзания почвы, см |
|----------------------------|-------------------------|------------------------------|----------------------------------|------------------------------|----------|-------------------------------|
| | $\Sigma t^{\circ} > 10$ | температура воздуха | | континентальность климата | | |
| | | самого теплого месяца (июль) | самого холодного месяца (январь) | продолжительность весны, дни | градация | |
| Лесостепная, Предуральская | 2547 | 21.6 | –11.9 | 22 | С | <80–120 |
| Степная, Заволжская | 2882 | 22.8 | –12.0 | 22 | С, Ок | 80–120 |
| Степная, Казахская | 2745 | 20.0 | –12.1 | 25 | Ок | 80>140 |
| Сухостепная, Заволжская | 3108 | 21.5 | –13.9 | 21 | Ок | 120–>140 |
| Сухостепная, Казахская | 2855 | 21.0 | –13.5 | 24 | Ок | 120–>140 |

Примечание. $\Sigma t^{\circ} > 10^{\circ}\text{C}$ – сумма активных температур, континентальность климата оценена согласно Шашко [22] по продолжительности вегетационной весны в интервале температур от 5 до 15°C. Данные по градациям континентальности климата (С – среднеконтинентальный, Ок – очень континентальный) и глубине промерзания даются по данным метеостанции Оренбург из [18].

цветными корами выветривания, а склоны увалов делювиальными карбонатными глинами и суглинками. Почвенный покров представлен обыкновенными и южными черноземами, карбонатными, солонцеватыми в различной степени смытыми и их комплексами с солонцами степными [3].

Территория *Заволжской провинции сухостепной зоны* в юго-западной части представлена южным склоном Общего Сырта к Прикаспийской низменности, на юге – полого-покатым склоном Предуральского сырта к долине реки Илек. Почвенный покров характеризуется темно-каштановыми почвами различных родов и видов и солонцами [4].

Казахская провинция сухостепной зоны приурочена к южной и юго-восточной частям Оренбургского Зауралья, которая практически полностью относится к системе плоских и плосковолнистых равнин (Орская равнина, южная часть Урало-Тобольского плато). Почвенный покров отличается от предыдущей провинции большей комплексностью и большей долей темно-каштановых солонцеватых почв и солонцов [3].

Агроклиматическая оценка земель. Земледелие Оренбургской области функционирует в жестких рамках климатических ограничений [16], прежде всего, влагообеспеченности, которая сильно сокращается к востоку и особенно юго-востоку области. В этом направлении увеличивается частота засух, усиливаются колебания температур, увеличивается глубина промерзания почвы и скорость ветра, возрастает континентальность климата. В итоге биоклиматический потенциал земледелия природно-сельскохозяйственных провинций изменяется от 1.1 в лесостепной провинции до 0.7 в

сухостепной, что определяет различную его структуру и агротехнологии [22]. Климатическая специфика земледелия в регионе связана с регулированием влагообеспеченности за счет более полного использования зимних осадков (кулисы, снегозадержание), применением чистого пара, маневрированием сроками посева зерновых культур с целью ухода от июньской засухи и более полного использования июльского максимума осадков, созданием засухоустойчивых сортов, маневрированием технологиями их возделывания, в особенности дифференциацией мульчирующих систем обработки почвы, способов посева, норм высева семян и т. д. [17].

В последние годы активно обсуждается проблема потепления климата и соответственно опасность его аридизации. В связи с этим была изучена динамика агроклиматических условий за 1890–2020 гг. Для этого были использованы результаты долгопериодного (с 1886 г.) мониторинга по метеорологической станции Оренбург, данные атмосферного анализа температур Европейского центра среднесрочных прогнозов [25] для всей территории Оренбургской области за период 1989–2019 гг. и данные атмосферных осадков Лаборатории физических наук Национального управления океанических и атмосферных исследований США [24], которые основаны на действующей осадкомерной сети за период 1989–2019 гг.

Средние параметры теплообеспеченности представлены в табл. 1. Как показали результаты этих исследований, теплообеспеченность территории области в 1989–2019 гг. несколько возросла по сравнению с предшествующим 30-летием. Тренд суммы температур выше 10°C в течение вегетационного периода составляет 30° за 100 лет (рис. 1) в

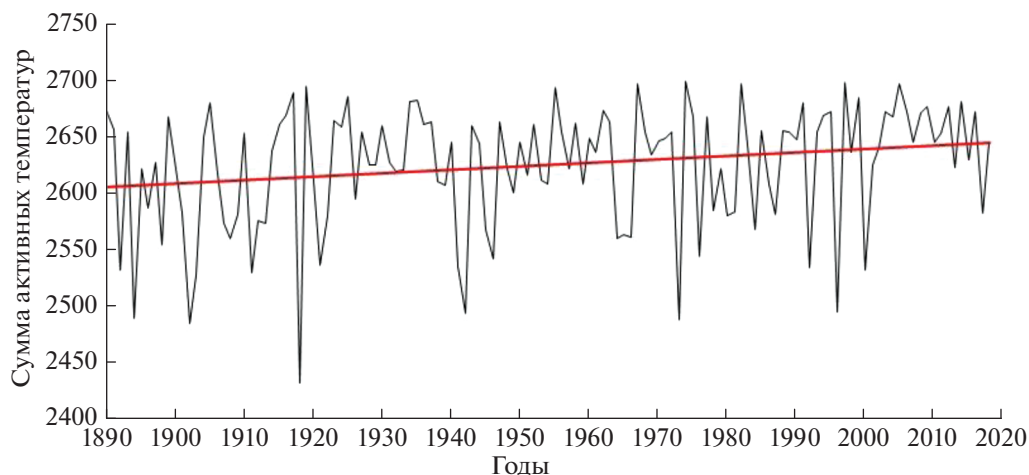


Рис. 1. Межгодовая изменчивость и тренд суммы активных температур больше 10°C для станции долгопериодного метеорологического мониторинга Оренбург.

степной зоне и увеличивается от лесостепной зоны к сухостепной. Также заметно увеличились максимальные температуры июня во всей Оренбургской области, что при дефиците осадков создает дополнительный стресс для растений. Переход к температурам активной вегетации (10°C) весной сдвинулся на более ранние сроки: тренд составил 6 дней за 100 лет и практически линейен, то есть нет его усиления в последние десятилетия. Короткая, чаще всего дружная весна, характерная для региона, стала несколько более продолжительной в последнее 30-летие, а континентальность климата несколько ослабилась.

Средние параметры влагообеспеченности представлены в табл. 2. Как показано на рис. 2, величи-

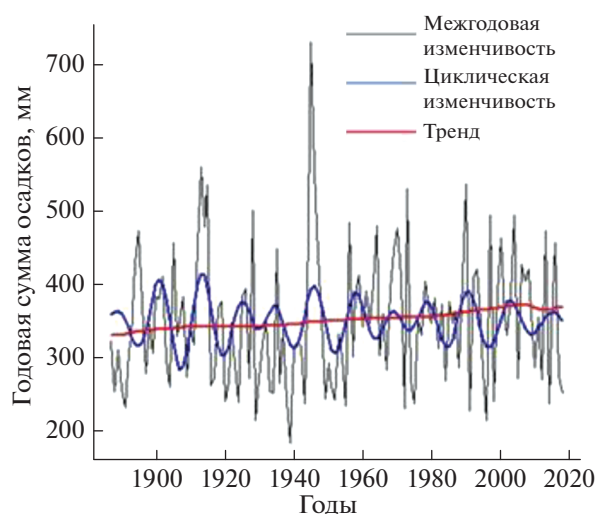


Рис. 2. Межгодовая изменчивость, циклические колебания и тренд годовой суммы осадков для станции Оренбург. Циклический компонент и тренд выделены методом анализа сингулярного спектра.

на суммы годовых осадков за последние 100 лет, испытывая множество циклических колебаний, имеет линейный тренд повышения в степной зоне. Увеличение количества годовых осадков связано с ростом зимних осадков при их неизменности за вегетационный период. Межгодовая изменчивость суммы осадков выражена очень сильно, максимальный разброс составляет около 500 мм, что делает влагообеспеченность очень нестабильной величиной. В последние два десятилетия заметно увеличилась частота сильных атмосферных засух в мае (рис. 3, А), но уменьшилась их частота в июне (рис. 3, Б). Что касается умеренных засух в последние 2 десятилетия, то их частота уменьшилась в мае и осталась на среднем уровне в июне. В сухостепной зоне опасность майских засух особенно велика. При более низких зимне-весенних запасах влаги в почве (табл. 2) и критически низких значениях осадков в мае очень быстро наступает и почвенная засуха, грозящая гибелью посевам. Путем анализа лет с экстремально низкой фактической продуктивностью яровой пшеницы было установлено, что 80% из них приходятся на годы с сильной засухой в мае и 20% с сильной засухой в июне. В связи с более частыми повреждениями посевов от майских засух следует уточнить регламенты сроков посева. Учитывая заметное увеличение зимних осадков, важно усилить работы по снегозадержанию.

Климатические модели урожайности сельскохозяйственных культур. Для оценки урожайности в зависимости от погодных условий, складывающихся в данной климатической зоне, применяют модели двух типов: статистические (агрометеорологические прогнозы) и более сложные динамические имитационные модели. Агрометеорологический прогноз, как правило, представляет собой зависимость ожидаемой урожайности от инте-

Таблица 2. Основные показатели влагообеспеченности природно-сельскохозяйственных провинций Оренбургской области за период 1989–2019 гг. Среднемесячные параметры

| Зона, провинция | Количество осадков, мм | | | | Коэффициент атмосферного увлажнения (КУ) по Иванову (А) Шашко (Б) за год и Селянинова (В) по месяцам | | | | Высота снежного покрова, см | Запас воды в снеге, мм | | | |
|----------------------------|------------------------|--------------------------|----|-----|--|--------------------|-------------|------|-----------------------------|------------------------|------|-----|------|
| | за год | распределение по месяцам | | | | А, $P/\Sigma d$ | Б, P/f | В | | | | | |
| | | V | VI | VII | VIII | | | V | | | VI | VII | VIII |
| Лесостепная, Предуральская | 495 | 39 | 56 | 49 | 44 | 0.37 | 0.52 | 1.05 | 1.08 | 0.82 | 0.82 | 41 | 117 |
| Степная, Заволжская | 408 | 34 | 46 | 40 | 31 | 0.24 | 0.38 | 0.81 | 0.80 | 0.62 | 0.52 | 30 | 82 |
| Степная, Казахстанская | 324 | 33 | 42 | 42 | 31 | 0.18 | 0.29 | 0.87 | 0.74 | 0.67 | 0.53 | 32 | 88 |
| Сухостепная, Заволжская | 328 | 31 | 36 | 31 | 22 | 0.16 | 0.27 | 0.71 | 0.59 | 0.45 | 0.35 | 24 | 68 |
| Сухостепная, Казахстанская | 302 | 32 | 38 | 38 | 27 | 0.16 | 0.26 | 0.80 | 0.65 | 0.58 | 0.45 | 24 | 69 |

Примечание. P – осадки, f – испаряемость, Σd – сумма среднесуточных величин дефицита влажности воздуха, мм. Высота снежного покрова дана на конец первой декады марта по данным метеостанций из [18].

гральных метеорологических характеристик за выбранный период (сумма температур и осадков, ГТК и т. д.). Такая работа была выполнена для Оренбургской области в 80-х годах XIX годовым [18]. Основанные на регрессионных соотношениях, данные модели имеют чисто интерполяционный характер и невысокую точность. Гораздо большей степенью универсальности и адекватности обладают так называемые динамические модели продукционного процесса [11, 14, 23]. Принципиальными чертами, отличающими их от простых статистических моделей продуктивности, являются динамический характер и эколого-физиологический подход [12]. В работе использована модифицированная методика учета потенциальной урожайности ФАО, дополненная учетом водного баланса корнеобитаемого слоя почвы [26]. По сравнению с более детальными моделями, для настройки которых требуется большое количество трудно определяемых для больших территорий параметров, данная модель опирается на стандартные метеорологические величины и обобщенные для культур параметры водопотребления, но при этом позволяет оценить роль дефицитов влаги в формировании урожая на региональном уровне.

Рассчитанная по этой модели потенциальная урожайность яровой пшеницы сильно различается по провинциям, уменьшаясь от лесостепной провинции к сухостепной, и значительно превосходит фактическую урожайность. Очевидно, чтобы оценить адекватность моделей, следует сравнить их с результатами многолетних полевых экспериментов по изучению агротехнологий различной наукоем-

кости. С этой целью нами были обобщены соответствующие материалы научных учреждений [2] (табл. 3). Как видим, расчетные показатели модели довольно тесно совпадают с опытными данными урожайности яровой пшеницы при нормальных агротехнологиях на наиболее благополучных плакорных землях. Продуктивность экстенсивных агротехнологий, доминирующих в посевных площадях области, существенно меньше нормальных в основном вследствие недостатка элементов питания. В табл. 3 также приведены данные выхода зерна с гектара севооборотной площади в типичных для провинций зернопаровых севооборотах.

Учитывая перспективы совершенствования агроклиматического моделирования, можно положить в основу оценки биопотенциала природно-сельскохозяйственных провинций прогнозируемую урожайность сельскохозяйственных культур на плакорных землях. В случае повышенной сложности провинций по климатическим условиям целесообразно выделять в них более однородные климатические районы. Для этого следует создать сеть метеостанций. Одновременно необходимо развивать географическую сеть полевых экспериментов по определению потенциала продуктивности земель при различных уровнях интенсификации агротехнологий.

Таким образом, предлагается формировать базовую агроклиматическую оценку плакорных земель, оценку потенциальной продуктивности сельскохозяйственных культур по природно-сельскохозяйственным провинциям (агроклиматическим районам) в соответствии с реестром сортов.

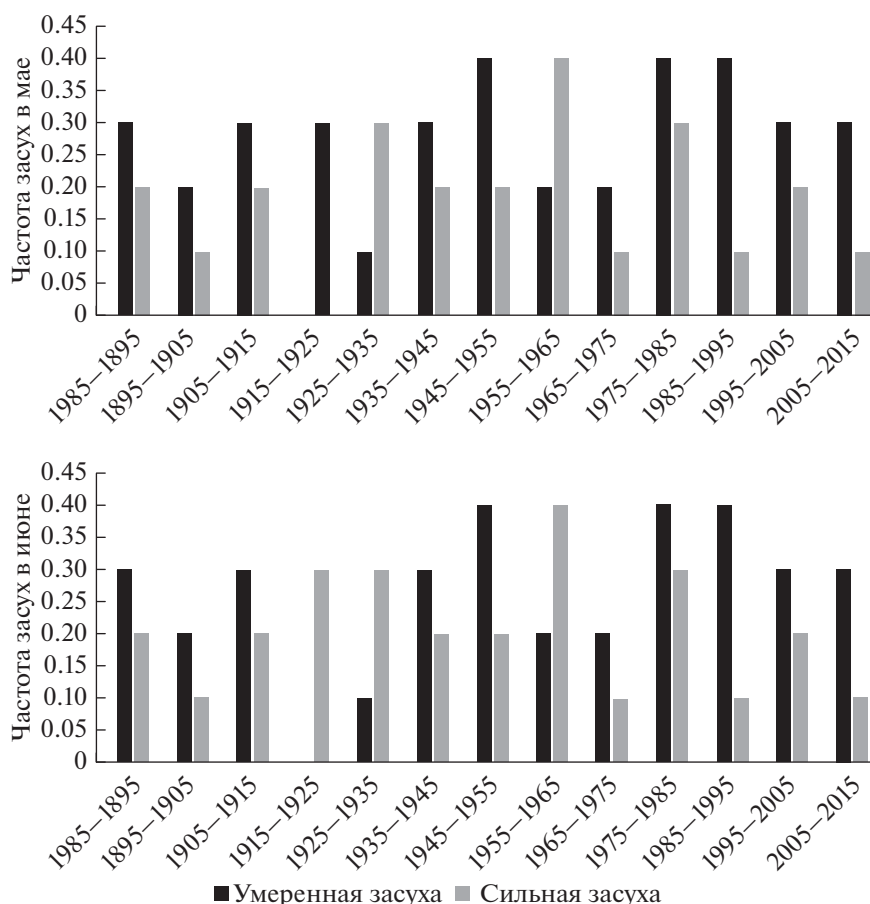


Рис. 3. Осредненные по десятилетиям значения частоты проявления умеренной и сильной засухи: А – в мае, Б – в июне для станции долгопериодного метеорологического мониторинга Оренбург.

Дальнейшая сельскохозяйственная оценка земель, в том числе, по условиям микроклимата производится на уровне агроэкологических групп и видов земель.

Агроэкологическая группировка земель. Выделение агроэкологических групп земель и их оценка осуществляется по агроэкологическим условиям, определяющим формирование адаптивно-ландшафтных систем земледелия. По этим условиям выделяются плакорные, полугидроморфные, слабоэрозионные, среднеэрозионные, сильноэрозионные, малосолонцовые, среднесолонцовые, литогенные, пойменные и другие земли. Плакорные земли приурочены к плоским равнинам на четвертичных отложениях и представлены зональными почвами. Главным лимитирующим фактором их использования является засушливость климата, значительно возрастающая в восточном и юго-восточном направлениях. В этом направлении сокращается набор культур, усиливается роль чистого пара. В отличие от Предуральской провинции лесостепной зоны, где возможно возделывание широкого спектра полевых культур, в том числе озимой пшеницы, кукурузы, сои, гречихи,

льна масличного и др., в провинциях сухостепной зоны в основном исключается возделывание озимой пшеницы, возрастает роль засухоустойчивых культур (нута, сорго, проса, суданской травы), усиливается значение яровой твердой пшеницы, возделываемой по чистому пару [21]. Другие группы земель отличаются от плакорных различным влиянием почвенно-ландшафтных условий, увеличивающих или сокращающих продуктивность агроценозов. Более продуктивны полугидроморфные земли, представленные лугово-черноземными и черноземно-луговыми почвами, испытывающими дополнительное грунтовое увлажнение. К сожалению, доля их невелика. Преобладают группы земель с пониженной продуктивностью вследствие подверженности эрозии, проявления солонцеватости, засоленности, неблагоприятных свойств почвообразующих пород.

Выделение эрозионных земель осуществляется по потенциальной расположенности их к смыву. Слабо-, средне- и сильноэрозионные земли приурочены к эрозионным ландшафтам, характеризующимся коэффициентами горизонтальной расчлененности соответственно 0.5–1.0; 1.0–1.5;

Таблица 3. Фактическая и потенциальная продуктивность агроценозов яровой пшеницы по природно-сельскохозяйственным провинциям Оренбургской области

| Зона, провинция | Биоклиматический потенциал | Средняя урожайность за 1990–2020 гг. | Потенциальная продуктивность | | | | |
|----------------------------|----------------------------|--------------------------------------|------------------------------|-------------------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------|
| | | | урожайность | | | выход зерна | |
| | | | модель | экстенсивные технологии | нормальные технологии | экстенсивные технологии | нормальные технологии |
| Лесостепная, Предуральская | 1.13 | 1.1 | 2.4 | 1.8 | 2.5 | 1.5 | 2.1 |
| Степная, Заволжская | 0.96 | 1.0 | 1.8 | 1.4 | 1.7 | 1.2 | 1.6 |
| Степная, Казахстанская | 0.76 | 1.0 | 1.2 | 1.2 | 1.5 | 1.0 | 1.3 |
| Сухостепная, Заволжская | 0.74 | 0.8 | 1.4 | 0.9 | 1.2 | 0.7 | 1.0 |
| Сухостепная, Казахстанская | 0.69 | 0.7 | 0.9 | 0.8 | 1.0 | 0.7 | 0.9 |

Примечание. При оценке БКП использовался базис суммы активных температур 1900°C [18].

1.6–2.0 км/км² и уклонами 1°–3°; 3°–5°; 5°–7° соответственно. Они представлены черноземами различной степени смытости, преимущественно слабой и средней. Продуктивность этих земель по сравнению с плакорными, уменьшается с увеличением крутизны склона в связи с усилением поверхностного стока, ухудшением влагообеспеченности и свойств почв [9]. Использование их должно осуществляться в различных противоэрозионных системах земледелия. По мере усиления эрозионной опасности сокращается или исключается применение чистого пара, пропашных культур, возрастает роль почвозащитных мероприятий (применение кулис из высокостебельных растений, полосное размещение культур и др.). На среднеэрозионных землях целесообразны зернотравяные севообороты, на сильноэрозионных – травопольные. Особое значение имеет применение глубокой безотвальной обработки с оставлением на поверхности пожнивных остатков и соломы. На средне- и особенно сильноэрозионных землях при интенсивном использовании требуются гидротехнические и лесомелиоративные мероприятия (защитные валы, террасы, водорегулирующие лесные полосы и др.) при контурно-мелиоративной организации территории.

Существенную роль в почвенном покрове Оренбургской области играют солонцеватые почвы и солонцы, доля которых возрастает в юго-восточном направлении. По участию солонцов в комплексах выделяются мало-, средне- и многосолонцовые земли. Малосолонцовые земли представлены комплексами чернозема с солонцами до 25%. Пониженная эффективность использования этих земель связана не только с низким плодородием пятен солонцов, но и с невозможностью своевременного проведения полевых работ на черноземах из-за раз-

новременного поспевания этих почв к обработке и посеву. Для рационального использования их в полевых севооборотах целесообразна выборочная химическая мелиорация пятен солонцов. К среднесолонцовым землям относятся комплексы черноземов с солонцами (25–50%). Их использование в полевых севооборотах целесообразно лишь при сплошной мелиорации, в особенности с применением мелиоративной обработки (трехъярусной, плантажной). При использовании без мелиорации эти земли должны быть трансформированы в кормовые угодья или выведены из сельскохозяйственного оборота. Подбор культур на этих почвах осуществляется в соответствии с группировкой их по солонце- и солеустойчивости. В полевых севооборотах по мере усиления солонцеватости и засоленности почв сокращается доля пшеницы и возрастает значение ячменя, проса, горчицы, как более устойчивых культур.

В почвенном покрове степной и, особенно, сухостепной зон заметную долю составляют почвы с неблагоприятными физическими свойствами, сформированные на древних почвообразующих породах (каолиновых корах выветривания, на третичных монтмориллонитовых морских глинах) или при близком их залегании (выше 0.5 м). Это литогенные земли (к ним относятся также супесчаные и песчаные почвы). В период освоения целины они были вовлечены в активный сельскохозяйственный оборот при весьма ограниченной пригодности их использования в пашне.

Особую группу представляют пойменные земли, включающие аллювиальные дерновые и аллювиальные луговые почвы.

В пределах каждой группы выделяются агроэкологические виды земель.

Реестр агроэкологических видов земель. Агроэкологические виды земель идентифицируют как элементарные ареалы агроландшафта и оценивают по пригодности под различные агротехнологии. Критериями оценки являются агроэкологические требования сельскохозяйственных культур (сортов), и технологий их возделывания, формализованные и систематизированные соответственно в региональных реестрах сортов и реестрах агротехнологий. Количество оценочных показателей зависит от уровня интенсификации агротехнологий и сложности агроэкологических групп земель. В составе плакорных земель основным критерием их выделения является гранулометрический состав почв. Чем легче гранулометрический состав по сравнению с тяжелосуглинистыми почвами, тем меньше продуктивность угодья в связи с более низкой влагоемкостью и соответственно условиями влагообеспеченности. На легкосуглинистых обыкновенных и южных черноземах по этой причине нецелесообразно применение интенсивных агротехнологий, так же как на черноземах, близко подстилаемых супесями и песками. Применение этих агротехнологий ограничивается также степенью контрастности почвенного покрова. В составе эрозионных земель, помимо этих условий выделяются виды по степени расчлененности территории, крутизне, форме и экспозиции склонов. Среди этих критериев часто недооценивается экспозиция склонов. Между тем разница в урожайности полевых культур на южных и северных склонах достигает 50%.

Наибольшее количество видов включают солонцовые земли. Они выделяются по комплексности (доля солонцов), гидроморфизму (степные, лугово-степные, луговые), содержанию обменного натрия (остаточные, малонатриевые, средненатриевые), глубине засоления (солончаковые, солончаковатые, глубокозасоленные), степени засоления и другими показателями.

Оценка потенциальной продуктивности земель и экономической эффективности их использования. Базовым критерием оценки земель является потенциальная урожайность сельскохозяйственных культур при определенных уровнях интенсификации земледелия. Первый такой уровень соответствует экстенсивным технологиям возделывания сельскохозяйственных культур за счет естественного плодородия почвы. Другой объективный критерий оценки продуктивности земель – урожайность при интенсивных агротехнологиях, которая получается за счет современных достижений научно-технического прогресса. Этот потенциал продуктивности является интегрирующим по отношению к возможностям человека и природы. Более субъективный, промежуточный критерий продуктивности земель – урожайность при нормальных агротехнологиях, отвечающая среднему уровню интенсификации земледелия при со-

временной обеспеченности производственными ресурсами. Как оценочный критерий, урожайность корректируется показателями экономической эффективности, поскольку достижение ее может быть сопряжено с разными затратами. Следует подчеркнуть, что интенсивные агротехнологии ориентированы не на максимальную урожайность, а на максимальную прибыль. Сопоставление фактической урожайности с этими категориями позволяет оценить эффективность использования земель в сравнении с их потенциальными возможностями. Данные показатели устанавливаются в многолетних полевых экспериментах научных учреждений и сельскохозяйственных ВУЗов, в производственных испытаниях агротехнологий в Госсортосети, в передовых хозяйствах. Эта работа требует развития сети зональных научных учреждений по сельскому хозяйству как основы для кадастровой оценки земель и планирования и должна рассматриваться как важнейший итог их деятельности. Нами проведено обобщение результатов полевых опытов за последние 30 лет применительно к основным видам земель по природно-сельскохозяйственным провинциям Оренбургской области и сопредельных областей Южного Урала [5, 8, 10, 15, 20]. В табл. 4 приведены данные выхода зерна с 1 га севооборотной площади в зерно-паровых севооборотах типа: пар – озимая пшеница – яровая пшеница твердая – ячмень в лесостепной и степной зонах и типа пар – яровая пшеница твердая – яровая пшеница мягкая – ячмень в сухостепной зоне. Как видно, на фоне сокращения продуктивности земель от лесостепи к сухой степи происходит значительное ее уменьшение по мере проявления эродированности и солонцеватости почв вплоть до порога рентабельности и ниже при экстенсивных агротехнологиях.

Применение нормальных агротехнологий позволяет существенно увеличить продуктивность всех видов земель. Дальнейшее ее увеличение за счет интенсификации агротехнологий достигается на большей части видов земель Предуральской провинции лесостепной зоны, на плакорных, полугидроморфных и слабоэрозионных землях Заволжской провинции степной зоны. В других провинциях интенсивные технологии в определенной мере возможны по чистым парам.

Комплексная оценка сельскохозяйственных земель как основа для оптимизации землепользования. Землепользование Оренбургской области находится в весьма неблагоприятном состоянии. В пашне велика доля маргинальных земель, в том числе деградированных и деградирующих. Низок уровень эффективности использования плакорных и других земель, не защищенных от истощения и деградации. Значительная часть пахотных земель не используется. Одной из причин отмеченной выше консервативной ситуации в земледелии Оренбургской области является слабое ин-

Таблица 4. Продуктивность и рентабельность использования основных видов земель по природно-сельскохозяйственным провинциям Оренбургской области

| Группы земель | Виды земель | Продуктивность, т/га Рентабельность, % | | |
|--|--|---|-----------------------|------------------------|
| | | экстенсивные технологии | нормальные технологии | интенсивные технологии |
| Предуральская провинция лесостепной зоны | | | | |
| Плакорные | $\Psi_{Т}^{г,тс}, \Psi_{В}^{г,тс}$ | 1.5/98 | 2.1/116 | 2.6/136 |
| | $\Psi_{В}^{сс}$ | 1.4/83 | 2.0/106 | 2.5/130 |
| Полугидроморфные | $\Psi_{Л}$ | 1.6/114 | 2.3/132 | 2.9/159 |
| Слабоэрозионные | $\Psi_{Т}^{г,тс} \downarrow, \Psi_{В}^{г,тс} \downarrow$ | 1.4/85 | 2.1/111 | 2.6/135 |
| Среднеэрозионные | $\Psi_{Т}^{г,тс} \downarrow\downarrow, \Psi_{В}^{г,тс} \downarrow\downarrow$ | 1.1/29 | 1.4/45 | — |
| Заволжская провинция степной зоны | | | | |
| Плакорные | $\Psi_{О}^{тс,сс}$ | 1.2/56 | 1.6/89 | 1.9/113 |
| | $\Psi_{Ю}^{тс,сс}$ | 1.1/49 | 1.5/85 | 1.9/110 |
| | $\Psi_{О}^{лс}$ | 1.1/51 | 1.5/85 | 1.9/105 |
| | $\Psi_{Ю}^{лс}$ | 1.0/34 | 1.4/58 | 1.8/88 |
| Полугидроморфные | $\Psi_{Л}$ | 1.5/89 | 1.9/96 | 2.4/121 |
| Слабоэрозионные | $\Psi_{О}^{г,тс} \downarrow, \Psi_{Ю}^{г,тс} \downarrow$ | 1.1/54 | 1.5/85 | 1.8/105 |
| | $\Psi_{О}^{лс} \downarrow, \Psi_{Ю}^{лс} \downarrow$ | 0.9/25 | 1.3/54 | — |
| | $\Psi_{О}^{г,тс} \downarrow\downarrow, \Psi_{Ю}^{г,тс} \downarrow\downarrow$ | 0.8/12 | 1.1/31 | — |
| Среднеэрозионные | $\Psi_{О}^{лс} \downarrow\downarrow, \Psi_{Ю}^{лс} \downarrow\downarrow$ | 0.6/—3 | 0.9/23 | — |
| | Малосолонцовые (сн < 25%) | $\Psi_{О,Ю} + C_{Н}^{ост}$ | 0.9/38 | 1.3/72 |
| Среднесолонцовые (сн 25–50%) | $\Psi_{О,Ю} + C_{Н}^M$ | 0.8/13 | 1.2/45 | — |
| | $\Psi_{О,Ю} + C_{Н}^{ср}$ | 0.7/15 | 1.0/28 | — |
| | $\Psi_{О,Ю}^{сн}$ | 1.0/37 | 1.2/63 | — |
| | $\Psi_{О,Ю} + C_{Н}^{ост}$ | 0.7/26 | 1.1/48 | — |
| | $\Psi_{О,Ю} + C_{Н}^M$ | 0.7/15 | 0.9/26 | — |
| | $\Psi_{О,Ю} + C_{Н}^{ср}$ | 0.6/—2 | 0.8/22 | — |
| | Казахстанская провинция степной зоны | | | |
| Плакорные | $\Psi_{О}^{тс,сс}$ | 1.0/62 | 1.3/84 | — |
| | $\Psi_{Ю}^{тс,сс}$ | 0.9/54 | 1.2/74 | — |
| Полугидроморфные | $\Psi_{Л}$ | 1.4/58 | 1.7/95 | — |

Таблица 4. Окончание

| Группы земель | Виды земель | Продуктивность, т/га | | |
|--|--|-------------------------|-----------------------|------------------------|
| | | Рентабельность, % | | |
| | | экстенсивные технологии | нормальные технологии | интенсивные технологии |
| Предуральская провинция лесостепной зоны | | | | |
| Слабозерозивные | $Ч_0^{г,тс} \downarrow, Ч_{ю}^{г,тс} \downarrow$ | 0.9/49 | 1.2/74 | — |
| | $Ч_0^{лс} \downarrow, Ч_{ю}^{лс} \downarrow$ | 0.8/23 | 1.1/47 | — |
| Среднеэрозивные | $Ч_0^{тс} \downarrow\downarrow, Ч_{ю}^{тс} \downarrow\downarrow$ | 0.7/6 | 1.0/36 | — |
| | $Ч_0^{лс} \downarrow\downarrow, Ч_{ю}^{лс} \downarrow\downarrow$ | 0.6/-6 | 0.9/27 | — |
| Малосолонцовые (сн < 25%) | $Ч_{ю}^{сн}$ | 0.8/33 | 1.2/65 | — |
| | $Ч_{ю} + C_H^{ост}$ | 0.8/21 | 1.1/48 | — |
| | $Ч_{ю} + C_H^M$ | 0.8/10 | 1.1/36 | — |
| | $Ч_{ю} + C_H^{ср}$ | 0.7/5 | 0.9/ | — |
| Среднесолонцовые (сн 25–50%) | $Ч_{ю} + C_H^{ост}$ | 0.7/21 | 1.0/46 | — |
| | $Ч_{ю} + C_H^M$ | 0.6/7 | 0.9/27 | — |
| | $Ч_{ю} + C_H^{ср}$ | 0.4/–6 | 0.8/26 | — |
| Заволжская провинция сухостепной зоны | | | | |
| Плакорные | $K_1^{тс, г}$ | 0.7/24 | 1.0/49 | — |
| | $K_1^{сс}$ | 0.6/11 | 0.9/34 | — |
| Слабозерозивные | $K_1^{тс, г} \downarrow$ | 0.7/11 | 0.9/37 | — |
| | $K_1^{сс} \downarrow$ | 0.6/0.2 | 0.8/25 | — |
| Среднеэрозивные | $K_1^{тс, г} \downarrow\downarrow$ | 0.6/6.4 | 0.8/37 | — |
| | $K_1^{сс} \downarrow\downarrow$ | 0.5/0.2 | 0.8/33 | — |
| Малосолонцовые | $K_1 + C_H^{ост}$ | 0.6/4 | 0.9/37 | — |
| Казахстанская провинция сухостепной зоны | | | | |
| Плакорные | $K_1^{тс, г}$ | 0.7/8 | 0.9/25 | — |
| | $K_1^{сс}$ | 0.6/–3 | 0.8/24 | — |
| Слабозерозивные | $K_1^{тс, г} \downarrow$ | 0.6/–2 | 0.8/23 | — |
| Среднеэрозивные | $K_1^{сс} \downarrow\downarrow$ | 0.5/0 | 0.7/8 | — |
| Малосолонцовые | $K_1 + C_H^{ср}$ | 0.6/15 | 0.9/43 | — |

Примечание. $Ч_г, Ч_в, Ч_о, Ч_{ю}$ – черноземы типичные (Chernic Chernozems), выщелоченные (Luvic Chernozem), обыкновенные (Haplic Chernozem), южные (Calci-Gloisic Chernozem); $Ч_л$ – лугово-черноземные почвы (Luvic Stagnic Chernic Phaeozem); г – глинистые, тс – тяжелосуглинистые, сс – среднесуглинистые, лс – легкосуглинистые; сн – солонцеватые; $C_H^{ост}$ – солонцы остаточные (Solonetz), C_H^M – солонцы малонатриевые; $C_H^{ср}$ – солонцы средненатриевые; K_1 – темно-каштановые почвы (Haplic Kastanozems); \downarrow – слабосмытые почвы; $\downarrow\downarrow$ – среднесмытые почвы.

новационное обеспечение сельского хозяйства. Имеющиеся достижения научных учреждений и их рекомендации не интегрируются в научно-инновационные системы и не дифференцированы в должной мере в соответствии с различными агро-экологическими условиями.

В данной связи весьма актуальны задачи инвентаризации и оптимизации использования сельскохозяйственных земель области на основе предлагаемой их комплексной оценки.

Очевидно, первоочередной задачей является вывод из активного сельскохозяйственного оборота бесперспективных литогенных, сильноэрозионных и сильносолонцовых земель и упорядочение использования слабо- и среднеэрозионных, а также слабо- и среднесолонцовых земель в специальных адаптивно-ландшафтных системах земледелия. Таким образом, следует придерживаться принципа экологической безопасности природопользования: если в пашне не обеспечивается мелиорация и защита земельного участка от деградации, он трансформируется в другие уголья – сельскохозяйственные (сенокосы, пастбища) или несельскохозяйственные (для охотничьего хозяйства, создания охраняемых территорий и т. п.). Трансформация таких угодий должна проводиться в системе формирования экологического каркаса территории.

В целом ранжирование земель по направленности и потенциальной эффективности использования осуществляется на основе эколого-экономической оценки по принципу интенсификации земледелия на лучших землях и сокращения технологической нагрузки на маргинальных землях, особенно эрозионных. Наиболее перспективными объектами интенсификации земледелия являются типичные и выщелоченные черноземы Предуральской провинции лесостепной зоны, продуктивность которых может быть значительно увеличена за счет диверсификации растениеводства, в том числе расширения посевов озимой пшеницы, кукурузы, сои при применении минеральных удобрений, которые в настоящее время используются крайне ограничено. Урожайность озимой пшеницы здесь может быть удвоена за счет применения интенсивных (точных) агротехнологий. В степной зоне большим резервом производства озимой, яровой пшеницы и других культур является применение удобрений, особенно фосфорных, учитывая, что часть почв области характеризуется пониженной обеспеченностью подвижным фосфором. В первую очередь необходимо внесение фосфора в паровых полях, площадь которых превышает 1 млн га. В них аккумулируется влага, накапливается минеральный азот и не хватает фосфора. Поэтому регион недобирает 0.3–0.6 т/га зерна по сравнению с удобренностью фосфором дозами 30–60 кг/га д. в.

Разнообразие агроэкологических условий определяет дифференциацию систем обработки почвы, осуществляемую по видам земель. Важным условием систем обработки почвы в Оренбургской области представляется сохранение на поверхности пожнивных остатков и по возможности всей соломы, то есть они должны быть мульчирующими для обеспечения защиты почв от ветровой и водной эрозии и более полного использования зимних осадков за счет задержания снега стерней. Глубина обработки почвы варьирует по видам земель в зависимости от плотности почвы. На значительной части земель, наиболее благополучных по условиям почв и рельефа, возможен прямой посев. Вспашка применяется ограниченно: при заделке органических и больших доз минеральных удобрений и мелиорантов, при подъеме пласта, при особо неблагоприятной фитосанитарной ситуации и др.

Таким образом, предлагаемая оценка земель и потенциальных возможностей их использования создает основу для интенсификации сельского хозяйства. В засушливых районах так называемого рискованного земледелия, осложненного последствиями экстенсивного хозяйствования, данная методология является необходимым условием упорядочения сельскохозяйственного природопользования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Минобрнауки РФ, соглашение № 075-15-2020-805 от 2 октября 2020 г.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кирюшин В.И.* Методология комплексной оценки сельскохозяйственных земель // Почвоведение. 2020. № 7. С. 871–879. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20070060>
2. *Кирюшин В.И., Дубачинская Н.Н.* Проблема освоения адаптивно-ландшафтных систем земледелия в Оренбургской области // Известия Оренбургского государственного аграрного университета. 2020. № 6(86). С. 9–14. <https://doi.org/10.37670/2073-0853-2020-86-6-9-14>
3. *Климентьев А.И.* Почвы степного Зауралья: ландшафтно-генетическая и экологическая оценка. Екатеринбург: Уро РАН, 2000. 436 с.
4. *Климентьев А.И., Чибилев А.А., Блохин Е.В., Грошев И.В.* Красная книга почв Оренбургской области. Екатеринбург: Изд-во Уро РАН, 2001. 295 с.
5. *Крючков А.Г., Елисеев В.И., Абдрашитов Р.Р.* Урожайность яровой твердой пшеницы на фоне раз-

- личных доз и соотношений минеральных удобрений в центре оренбургского Предуралья // Известия Оренбургского государственного аграрного ун-та. 2012. № 2. С. 10–13.
6. Кононов В.М., Кононова Н.Д. Оценка экологического состояния агроландшафтов степной зоны Южного Урала // Известия Оренбургского государственного аграрного ун-та. 2018. № 2. С. 8–11.
 7. Левыкин С.В., Чибилев А.А., Казачков Г.В., Петрищев В.П. Применение почвенно-экологического мультипликативного индекса при оценке пахотно-пригодности южных черноземов Предуралья с учетом экологических показателей // Почвоведение. 2017. № 2. С. 256–263.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17020101>
 8. Максюттов Н.А., Зоров А.А., Скороходов В.Ю., Митрофанов Д.В., Кафтан Ю.В., Кафтан Н.А., Зенкова Н.А., Жижин В.Н. Засуха и урожай // Научное обеспечение инновационного развития сельского хозяйства в условиях часто повторяющихся засух. Оренбург: ООО Агентство “Пресса”, 2017. С. 29.
 9. Максюттов Н.А., Митрофанов Д.В. Краткие результаты стационарного исследования эффективности различных по крутизне пахотных склонов степной зоны Оренбургского Зауралья // Известия Оренбургского государственного аграрного ун-та. 2017. № 5. С. 11–14.
 10. Парамонов А.В., Пасько С.В., Федюшкин А.В., Медведева В.И. Влияние систематического применения удобрений на баланс органического вещества в черноземе обыкновенном и продуктивность десятипольных севооборотов // Известия Оренбургского государственного аграрного ун-та. 2018. № 3. С. 25–28.
 11. Полуэктов Р.А. Динамические модели агроэкосистемы. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 312 с.
 12. Полуэктов Р.А., Топаж А.Г., Мишель В. Сравнение эмпирического и теоретического подходов в математическом моделировании агросистем на примере описания процесса фотосинтеза // Математическое моделирование. 1998. Т. 10. № 7. С. 25–36.
 13. Природно-сельскохозяйственное районирование и использование земельного фонда СССР. М.: Колос, 1983. 335 с.
 14. Сиротенко О.Д. Математическое моделирование водно-теплого режима и продуктивности агроэкосистем. М.: Гидрометеиздат, 1981. 166 с.
 15. Сорока Т.А., Шукин В.Б., Ильясова Н.В. Урожайность и качество зерна озимой пшеницы при использовании регуляторов роста и препарата “Росток” в технологии ее возделывания на черноземе южном Оренбургского Предуралья // Известия Оренбургского государственного аграрного ун-та. 2017. № 1. С. 12–13.
 16. Система сухого земледелия Оренбургской области / Под ред. Г.И. Белькова. Уфа, 1992. 242 с.
 17. Система устойчивого ведения сельского хозяйства Оренбургской области / Под ред. Г.И. Белькова. Оренбург, 1999. 336 с.
 18. Тихонов В.Е., Неверов А.А., Кондрашова О.А. Методология долгосрочного прогнозирования урожайности. Оренбург: ООО “Агентство “Пресса”, 2014. 157 с.
 19. Федеральный регистр технологий производства продукции растениеводства. М.: ФГНУ Росинформагротех, 1999. 15 с.
 20. Федюшкин А.В., Пасько С.В., Парамонов А.В., Медведева В.И. Влияние систематического внесения удобрений и предшественников на урожай и качество зерна озимой пшеницы // Известия Оренбургского государственного аграрного ун-та. 2017. № 2. С. 64–68.
 21. Часовских Н.П. Земледелие и растениеводство в Оренбургской области на рубеже тысячелетий (состояние и перспективы развития): монография. Оренбург: Издательский центр ОГАУ, 2017. 196 с.
 22. Шапко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. М.: Гидрометеиздат, 1985. 243 с.
 23. Challinor A.J., Ewert F., Arnold S. et al. Crop and climate change: progress, trends, and challenges in simulating impacts and informing adaptation // J. Experimental Botany. 2009. V. 60. № 10. P. 2775–2789.
<https://doi.org/10.1093/jxb/erp062>
 24. Xie P., Chen M., Shi W. CPC Unified Gauge-based Analysis of Global Daily Precipitation // Western Pacific Geophysics Meeting. Cairns. Australia. 29 July–1 August. 2008.
 25. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S. et al. The ERA5 global reanalysis // Quarterly J. the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
<https://doi.org/10.1002/qj.3803>
 26. Rockström J., Falkenmark M. Semiarid crop production from a hydrological perspective: gap between potential and actual yields // Critical reviews in plant sciences. 2000. V. 19. № 4. P. 319–346.
<https://doi.org/10.1080/07352680091139259>

Multifactorial Assessment of Agricultural Land Exemplified by the Southern Urals Region

V. I. Kiryushin^{1, *}, N. N. Dubachiskaya², and A. Yu. Yurova¹

¹Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

²Orenburg State Agrarian University, Orenburg, 460027 Russia

*e-mail: vkiryushin@rambler.ru

The task of a multifactorial assessment of agricultural lands is reduced to identifying their common features in terms of agroecological and economic conditions that determine the direction and efficiency of the land

use. It is achieved by the hierarchical approach: natural-agricultural zone, province, group, type of land and exemplified by the Southern Urals within the Orenburg region. This territory is located in the forest-steppe, steppe and dry-steppe zones, represented by various provinces. In each province, agroecological groups of upland, semihydromorphic, erosional, solonetz, lithogenic, floodplain lands have been identified, for which adaptive landscape farming systems have been developed. Within the groups, the types of land are allocated to specific agricultural technologies. Based on the generalization of the long-term field experiments data, an assessment of the productivity of the main types of land and the economic efficiency of their use at three levels of agricultural intensification is given. On the basis of the proposed methodology of land assessment, the optimization of agricultural environmental management is suggested.

Keywords: agroecological grouping of lands, agroclimatic assessment, soil cover, adaptive landscape farming systems, land use economic efficiency

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.45

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ПОЧВ ДЛЯ ГОРНО-КОТЛОВИННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ¹

© 2021 г. А. А. Черкашина^{а, *}, В. А. Голубцов^а, Е. В. Бережная^б

^аИнститут географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, ул. Улан-Баторская, 1, Иркутск, 664033 Россия

^бСибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, ул. Лермонтова, 132, Иркутск, 664033 Россия

*e-mail: anna_cher.87@mail.ru

Поступила в редакцию 29.04.2021 г.

После доработки 11.05.2021 г.

Принята к публикации 27.05.2021 г.

Приведен усовершенствованный вариант методики бонитировки почв, предложенной В.Д. Ивановым в 1986 г. и основанной на равноценной балльной оценке разных факторов плодородия путем подсчета среднеарифметической всех частных балльных оценок. Имеющиеся оценочные шкалы переработаны и адаптированы с целью учета особенностей почвообразования в горно-котловинных условиях Байкальского региона, таких как сложность гидротермических условий, неоднородность литологической основы, эрозионная опасность, укороченность почвенных профилей, характер почвенного органического вещества. Введены дополнительные критерии оценки с использованием общеизвестных в отечественном почвоведении классификаций. Апробация методики на примере естественных и агрогенно-преобразованных почв Тункинской котловины (Юго-Западное Прибайкалье) показала приемлемые результаты оценки почвенного плодородия и позволила выявить факторы, лимитирующие тот или иной тип землепользования. В первую очередь при размещении сельскохозяйственных угодий и выборе выращиваемых культур на территории исследования следует учитывать морозоопасность и недостаточное атмосферное увлажнение в начале вегетационного периода, подверженность активному воздействию водно-эрозионных процессов на склонах, крутизна которых превышает 2°, укороченность гумусовых горизонтов и сильную степень каменистости почв подгорных шлейфов, засоление гидроморфных почв в днище котловины. Необходимо ограничить использование высокочувствительных почв песчаных массивов, а также перегнойных и торфяных почв низинных болот во избежание процессов деградации. Представляется оправданным возврат в сельскохозяйственный оборот почв, приуроченных к пологим участкам склонов на нижних частях предгорных равнин и речных террасах с почвообразующими породами суглинистого или супесчаного состава, мощность которых превышает 50 см. Наиболее высоким бонитетом здесь обладают естественные темногумусовые и серогумусовые почвы и их агрогенно-преобразованные аналоги. Для увеличения достоверности результатов оценки целесообразно производить отбор оцениваемых характеристик в соответствии с величинами коэффициента корреляции, характеризующего связь почв с урожайностью той или иной культуры на каждой отдельно взятой территории. Это позволит учесть долю участия в урожае каждого диагностического признака.

Ключевые слова: бонитировка почв, показатели плодородия, залежи, горно-котловинный рельеф

DOI: 10.31857/S0032180X21110034

ВВЕДЕНИЕ

В результате кризиса агропроизводственного сектора в конце 80-х—начале 90-х гг. XX в. более 60% посевных площадей России перешли в залежное состояние [17, 18]. Оценка их качества и современного состояния позволит вернуть и сохранить в активном обороте плодородные почвы и осуществить мероприятия по консервации земель, подверженных деградации. Для этого поч-

венно-агроэкологическое обоснование должно базироваться на достоверной методике бонитировки почв.

Наиболее сложен выбор оптимальной методики для горных районов, к которым относится и территория Республики Бурятия. Критерии оценки плодородия почв должны здесь подбираться с учетом высокой неоднородности физико-географических условий, а разработка рекомендаций по дальнейшему хозяйственному использованию почв ориентироваться на снижение рисков развития процессов деградации. Исходя из этого, авторы воспользовались методикой бо-

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизированных пользователей по <https://doi.org/10.31857/S0032180X21110034>.

нитировки почв Иванова [12, 19], шкалы которой были усовершенствованы и адаптированы, что позволило учесть как базовые показатели плодородия (гумусовое состояние, агрофизические свойства, обеспеченность основными элементами питания и др.), так и климатические, гидрологические и геолого-геоморфологические особенности формирования и функционирования естественных и агрогенно-преобразованных почв, формирующихся в горно-котловинных условиях Прибайкалья и Забайкалья.

Апробация методики проведена на примере почв Тункинской котловины (юго-западная часть Республики Бурятия), отличающейся большим почвенно-ландшафтным разнообразием, характерным для котловин юга Восточной Сибири, а также недостаточной изученностью вопросов аграрного природопользования и оценки качественного состояния почв [9, 21, 29].

Цель данной работы – адаптировать существующие оценочные шкалы для бонитировки почв горно-котловинных территорий юга Восточной Сибири.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Тункинская котловина расположена на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Она входит в систему межгорных понижений гор Восточного Саяна (рис. 1). Абсолютная высота окружающих гор 2000–3200 м, интервал абсолютных высот дна 700–900 м. Аккумулятивная часть Тункинской котловины неоднородна и представлена рядом морфологических элементов, отличающихся по рельефу, высоте и условиям увлажнения [20].

Климат резко континентальный, характеризуется большими суточными и годовыми колебаниями температур, небольшим годовым количеством осадков, около 95% которых выпадает в период с апреля по октябрь [7, 27]. Контрастность климата и орографические условия обусловили формирование пояности, характерной для полугумидного сектора гор Южной Сибири с лесостепным, подтаежным, горно-таежным и высокогорным поясами [31].

Отмечается большое разнообразие почв и неоднородность их пространственного распределения [32]. Естественный почвенный покров при водораздельных, верхних и средних частях предгорных наклонных равнин представлен серыми почвами (Luvic Greyzemic Phaeozems) на легко- и среднесуглинистых отложениях под сосново-мелколиственными лесами. Подбуры (Folic Entic Podzols), дерново-подбуры (Entic Podzols), серогумусовые (Haplic Phaeozem, Haplic Phaeozem (Siltic)) и серые метаморфические (Eutric Cambisols) почвы приурочены к супесчаным и легкосугли-

нистым отложениям, часто с высоким содержанием грубообломочной фракции, под сосновыми и березово-сосновыми лесами. Пологие склоны и седловины заняты лесными лугами с темногумусовыми почвами (Haplic Umbrisols).

В днище котловины под лугово-степной растительностью на высоких речных террасах почвенный покров представлен серогумусовыми, светлогумусовыми (Calcaric Phaeozems) и темногумусовыми (Haplic Umbrisols, Calcaric Phaeozems) почвами. Под влажными лугами на низких террасах и поймах формируются аллювиальные почвы (Eutric Fluvisols) с серогумусовыми, темногумусовыми или перегнойными горизонтами. Под пойменными еловыми лесами распространены глееземы перегнойные криотурбированные (Gleyic Cryosols), перегнойно-глеевые мерзлотные (Histic Cryosols) и грубогумусовые (Haplic Cryosols) почвы.

На территории озерно-болотных комплексов по берегам озер располагаются эутрофно-торфяные почвы (Sapric Histosols) и торфяно-глееземы (Histic Gleysols). Некоторые заболоченные участки в 60-х гг. XX в. подвергались осушительным мелиорациям. Над окислено-глеевым или глеевым горизонтом таких почв часто наблюдаются следы былой распашки. Почвы переувлажненных участков днища котловины часто характеризуются щелочным гидрометаморфизмом и засолением.

В центральной части котловины над заболоченными участками возвышаются песчаные массивы, где почвенный покров представлен подбурами (Eutric Arenosols) и псаммоземами гумусовыми (Protic Arenosols) с участками незакрепленных песков.

Более 50% котловинной части занято сельскохозяйственными землями, из которых на долю агрогенно-преобразованных почв приходится около 32%. Большая их часть находится под залежами 25–30-летнего возраста [32]. В основном они приурочены к террасам рек и нижним частям предгорных наклонных равнин. На аллювиальных равнинах удобные для земледелия участки представлены залежами под луговой и лугово-степной растительностью на агроземах (Anthrosols) светлых и темных реградированных, реже – агрогумусовых реградированных почвах. Распашка маломощных почв сопровождалась механическим перемешиванием не только гумусовых и срединных, но зачастую и всех генетических горизонтов, в результате чего произошло значительное сокращение педоразнообразия на участках предгорных равнин, где основными типами почв (до 50%) в составе почвенных комбинаций стали агроземы светлые [32–34].

Для бонитировки выбирали почвы наиболее сельскохозяйственно освоенных частей котловины, приуроченные к пологим склонам предгорных наклонных равнин южного (хр. Хамар-Дабан) и

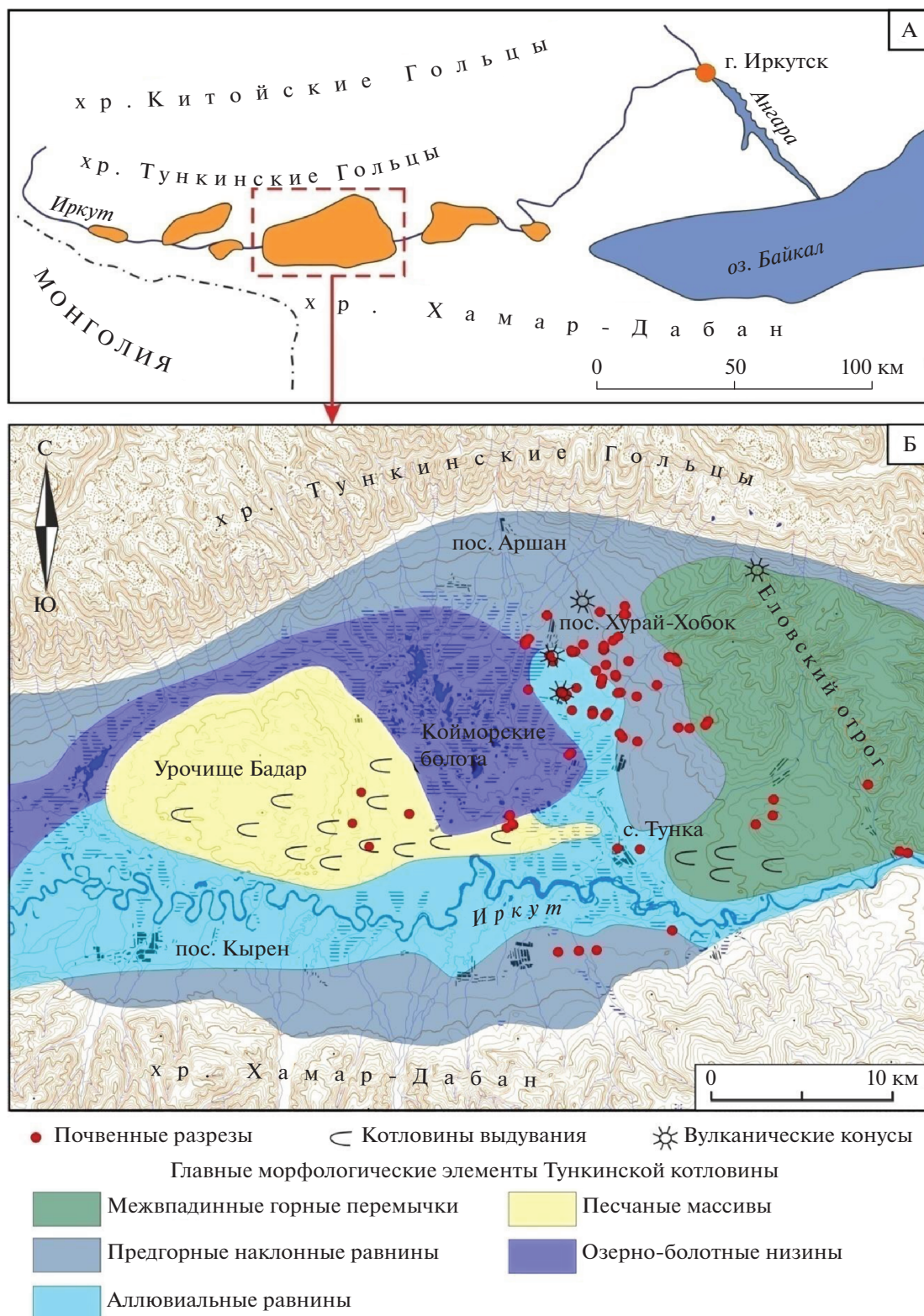


Рис. 1. Положение Тункинской котловины (А) и точек почвенного обследования в пределах главных морфологических элементов котловины (Б), выделенных по [20].

восточного (Еловский отрог) бортов котловины (до абс. высот 1100 м), аллювиальным равнинам в центральной части котловины и на правом берегу р. Иркут, а также небольшим участкам песчаных массивов и окружающих их заболоченных низин.

Исследовано 65 почвенных разрезов. При их заложении исходили из учета пространственной неоднородности природных факторов почвообразования, характерных для горно-котловинных территорий Прибайкалья (различия высоты, экспозиций и углов наклона поверхности, характера увлажнения и температурного режима, растительного покрова, разнообразия почвообразующих пород, интенсивности эрозионных процессов). Учитывали продолжительность и степень антропогенного воздействия на почвы. Для этого проведен ретроспективный геоинформационный анализ топографических карт масштаба 1 : 84000 (1896–1914 гг. издания) и 1 : 100000, данных дистанционного зондирования Земли (Landsat (MSS, 5 TM и 7ETM+)) [33, 34].

Определение таксономической принадлежности почв осуществляли согласно [15, 26]. Все используемые в работе аналитические данные получены авторами согласно общепринятым в почвоведении методикам [14, 22, 30, 35].

Методика оценки качества почв. Как и в большинстве современных российских методик оценки качества почв, Иванов [12, 19] использовал медальную систему подсчета баллов, основанную на равноценной балльной оценке различных факторов плодородия и получения среднего арифметического. Закрытая 100-балльная шкала построена по десяти группам характеристик. Максимальные значения показателей внутри каждой из групп соответствуют 10 баллам. С изменением значений показателей уменьшается количество баллов в той пропорциональности, в которой происходит снижение уровня плодородия почв по данному признаку.

В работе использовали принципы составления оценочных шкал и подсчета баллов бонитета, принятые в [12, 19], однако с целью более полного учета особенностей формирования почв в условиях горно-котловинных территорий оценили ряд дополнительных параметров: количество поступающей солнечной радиации в зависимости от крутизны и экспозиции склона; фактор морозоопасности при оценке суммы активных температур воздуха $>10^{\circ}\text{C}$ за вегетационный период; тип температурного режима почв; мощность мелкоземистой толщи; глубину и место оглеения в профиле и др. Большая часть заимствованных из [12, 19] шкал была изменена: переработаны и расширены шкалы по оценке теплообеспеченности растений за вегетационный период, гранулометрического состава и мощности поверхностного гумусированного слоя, обеспеченности доступ-

ными формами фосфора и калия, степени карбонатности и засоления; введены критерии оценки уплотненности, пористости и содержания органического вещества для органогенных горизонтов; добавлена оценка по степени ветровой эрозии. В дополнительных материалах (табл. S1.1 – S10.3.Б, рис. S1.1, S3.1) приведен полный список оцениваемых групп и входящих в них параметров с указанием рекомендуемых аналитических исследований. Указано, какие из шкал заимствованы без изменений, какие изменения и по какой причине были внесены. При введении дополнительных критериев оценки авторы опирались на общеизвестные в отечественном почвоведении классификации (Н.А. Качинского, В.Н. Димо, Д.С. Орлова и Л.А. Гришиной, М.А. Флоринского, Н.И. Базилевич и Е.И. Панковой).

Согласно [12, 19], балл для каждой из 10 групп характеристик может быть определен как по одному значению какого-либо известного показателя, так и вычислен как среднее арифметическое нескольких показателей. В рамках данной статьи авторы воспользовались вторым вариантом. Средняя величина балла высчитывалась по каждой из 10 групп с учетом всех приведенных в дополнительных материалах характеристик за исключением табл. S3.5, S8.1, S10.2A–S10.2B, S10.3Б.

Результаты оценки параметров почвенного плодородия (рис. 2) представлены в виде различных знаков, занимающих определенное положение в бонитировочной шкале от 1 до 10 баллов в соответствии с оцениваемой группой показателей (I–X). Для оценки степени ограничений землепользования десятибалльную шкалу подразделили на 5 классов, обозначенных цветами (рис. 2, табл. S11).

Бонитировка почв представляет собой сравнительную оценку их свойств, выраженную для каждого почвенного типа как суммарное количество баллов по группам показателей почвенного плодородия (рис. 3). Результаты качественной оценки почв представлены согласно их местоположению в пределах основных морфологических элементов котловины.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Климатические условия (I группа). При проведении оценки на горно-котловинных территориях следует учитывать варьирование условий тепло- и влагообеспеченности не только в пространстве, но и во времени. Так, на территории исследования характерная для начала вегетационного периода засушливость является лимитирующим фактором для выращивания многих овощных и некоторых зерновых культур в условиях отсутствия искусственного орошения. В мае коэффициент увлажнения Н.Н. Иванова (КУ)

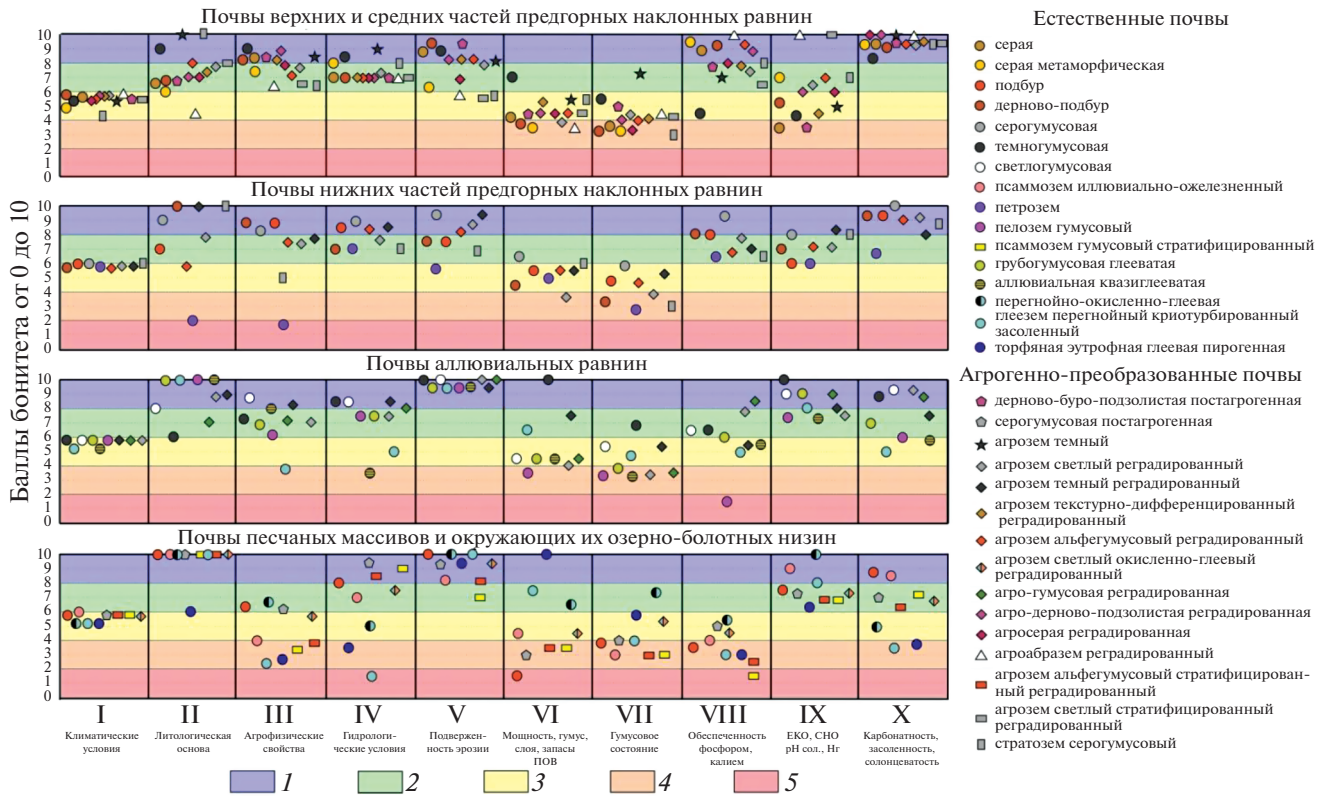


Рис. 2. Сравнительная оценка параметров плодородия основных типов почв Тункинской котловины. Классы ограничений землепользования: 1 – нет существенных ограничений; 2 – умеренные ограничения; 3 – умеренно-сильные ограничения; 4 – сильные ограничения; 5 – очень сильные ограничения (Приложение, табл.).

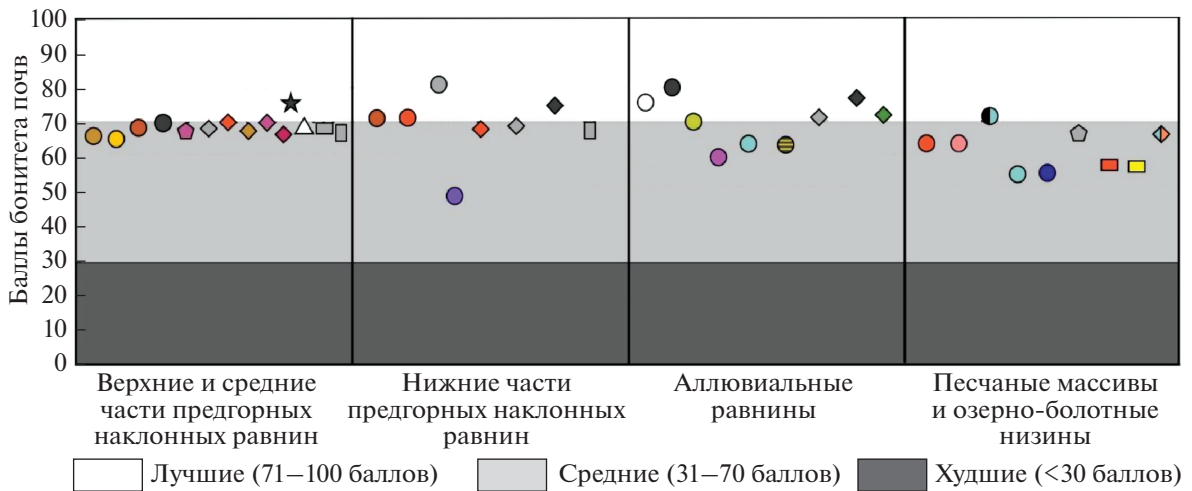


Рис. 3. Бонитировка почв Тункинской котловины.

соответствует аридным (0.25) условиям в днище котловины и на нижних частях предгорных наклонных равнин, и семиаридным (0.35–0.5) в их средних и верхних частях. К июлю–августу в днище котловины он достигает значений (1–1.5), характерных для гумидных условий, на предгорных

частях – для экстрагумидных (1.5–2). В сентябре КУ снова уменьшается в днище до семигумидных (0.6–0.8) условий, на предгорных наклонных равнинах – до гумидных (0.8–1.5) [13]. Исходя из этого, оценку КУ проводили по каждому месяцу с мая по сентябрь. Среднеарифметические значе-

ния для верхних и средних участков предгорных наклонных равнин составили 6.7 балла (далее – б.). Для центральной части котловины и нижних частей подгорных шлейфов – 7.7 б. (табл. S1.1).

Гидротермический коэффициент Селянинова (ГТК) в котловинной части (п. Тунка) составляет 1.6–1.7 [1], на средних и верхних частях предгорных наклонных равнин он увеличивается до 1.8, что характеризует условия как таежные (3.5 б.) (табл. S1.2).

Для оценки условий теплообеспеченности растений использовали показатель *суммы активных среднесуточных температур воздуха (выше 10°C) за вегетационный период (САТ)*. При этом для территории исследования авторы видят необходимость учета в данном параметре *фактора морозоопасности*, выступающего лимитирующим для возделывания одних культур и достижения хозяйственно ценных фаз спелости у других. В морозоопасных местоположениях заморозки наступают на 18–22 дня раньше, чем в теплых, что приводит к уменьшению сумм климатических температур в среднем на 250°C [13]. Для таких территорий мы предлагаем ввести поправку: вычитать 250°C из фактической САТ. По данным метеостанции п. Тунка [13] продолжительность вегетационного периода (100 дней) меньше, чем безморозного (94 дня). Следовательно, территория имеет отрицательное отклонение безморозного периода, что характеризует ее как морозоопасную.

В горно-котловинных условиях важно учитывать, что в зависимости от высоты местности САТ варьирует. Так, согласно [13], в центральной части Тункинской котловины на высоте 730–750 м САТ составляет 1410–1495°C (с учетом поправки на морозоопасность оценивается как 2.65 б.). На границе с Тункинскими Гольцами (п. Аршан) на абсолютной высоте 800 м она составляет 1388°C (2.4 б.). С увеличением высоты местности до 1000 м он уменьшается до 1056°C (1.8 б.). В целом климат освоенной части котловины оценивается как умеренно-холодный (бореальный) (рис. S1.1).

Для автоморфных почв на южных, восточных и западных склонах предгорных наклонных равнин и песчаных массивах характерен длительно-сезонно-промерзающий *тип температурного режима* (6 б.). На северном склоне хр. Хамар-Дабан и его предгорных частях, а также в пределах озерно-болотной низины в почвах наблюдаются мерзлотные режимы с многолетней мерзлотой островного и перелетного типа, смыкающейся с сезонным промерзанием (3 б.) (табл. S1.3). В этих почвах проникновение активных температур выше +10°C ограничивается верхними 30–50 см на мерзлотных перегнойно-глеевых почвах под еловыми лесами и 50–60 см под злаково-осоковыми лугами на торфяно-глееземах и торфяных почвах.

Влияние крутизны и экспозиции склонов на количество поступающей солнечной радиации и в целом на гидротермические режимы почвообразования существенно. На территории исследования наибольшие значения суммарной радиации наблюдаются в теплые месяцы (в июне она варьирует от 86.67 до 924.90 МДж/м²), а наименьшие – в холодные (в декабре от 9.05 до 70.98 МДж/м²). На выпуклые формы рельефа поступает больше суммарной радиации, чем на плоские, а в понижениях величины суммарной радиации наименьшие [24, 25]. В зависимости от экспозиции склонов баллы по данному показателю варьировали от 7 до 10 (табл. S1.4).

В целом по I группе показателей наблюдается незначительный разброс баллов (от 4.3 до 6.0) как в пределах каждого из элементов рельефа, так и в целом между ними. Это объясняется приуроченностью сельскохозяйственно освоенных земель к котловинной части, где преобладают малые углы наклона поверхности, при которых экспозиции склонов не оказывают существенного влияния, а небольшой перепад высот не вызывает сильного варьирования по количеству поступающего тепла и атмосферных осадков. Климатические условия накладывают умеренно-сильные ограничения на ведение сельского хозяйства (третий класс) и требуют подбора районированных сортов растений, выбора теплых местоположений, организации дополнительного увлажнения в начале вегетационного периода (рис. 2, табл. S11).

Степень каменистости и литологической неоднородности почвообразующих и подстилающих пород (II группа). Благоприятными с точки зрения плодородия считаются почвы с мощными, сложенными мелкоземом профилями, характеризующиеся отсутствием или незначительным содержанием камней (табл. S2.1–2.2).

По направлению от бортов котловины к ее днищу прослеживается снижение каменистости и увеличение мощности мелкоземистой толщи в почвенных профилях, что отражается в увеличении баллов (рис. 2). Предгорные наклонные равнины отличаются высокой литологической неоднородностью. Большая часть почв верхних и средних частей предгорных равнин имеет второй класс ограничений (6–8 б.) по степени каменистости (средняя–сильная степень) и мощности мелкоземистой толщи (30–80 см). Исключение (первый класс) среди агрогенно-преобразованных почв составляют агроземы темные и стратоземы (10 б.), лишенные камней на всей мощности (80–120 см) стратифицированного горизонта; среди естественных – темногумусовые (9 б.). Последние приурочены к пологим участкам склонов под лесными лугами и имеют мощные (>120 см) профили со средним содержанием камней (8 б.). Агробоземы имеют третий класс ограничений,

характеризуясь очень сильной каменистостью (4 б.) и малой (5 б.) мощностью мелкоземистой толщи (табл. S11).

На нижних частях подгорных шлейфов к почвам первого класса относятся дерново-подбуры, формирующиеся на лёссовидных суглинках, серогумусовые, агроземы темные и стратоземы; второго – подбуры и агроземы серые; третьего – агроземы альфегумусовые. Наименьшие баллы (2) присвоены петроземам.

Отложения аллювиальных равнин в пределах пойм и на террасах малых рек (Тунка, Хурай-Хобок и др.) преимущественно некаменистые или малокаменистые, в связи с чем формирующиеся здесь почвы (аллювиальные, грубогумусовые, пелоземы, глееземы, агроземы светлые и темные) имеют мощные по содержанию мелкозема профили и не имеют ограничений (первый класс) по II группе характеристик.

Почвы на второй и третьей террасах р. Иркут имеют менее благоприятные литологические условия. Вследствие формирования на валунно-галечниковом аллювии степень каменистости варьирует от очень сильной (4 б.) до средней (8 б.), а мощность мелкозема часто не превышает 80 см (8 б.). Вследствие этого формирующиеся здесь почвы (темногумусовые, светлогумусовые, агрогумусовые) имеют второй класс ограничений.

Почвы песчаных массивов формируются на озерно-аллювиальных отложениях, отличающихся отсутствием камней, благодаря чему они получили максимально высокие баллы по II группе показателей (10 б.) (рис. 2).

Отложения озерно-болотных низин также представлены мощными некаменистыми аллювиально-озерными песками и супесями (первый класс). Однако формирование почв в гидроморфных условиях способствует образованию на их поверхности торфяных горизонтов, в составе которых минеральная часть либо отсутствует, либо содержится в количествах, недостаточных для создания и поддержания благоприятных физико-химических свойств. Поэтому при их оценке учитывали только мощность минеральных горизонтов, залегающих под ними. Исходя из этого, эуτροφные торфяные почвы оценены 6 баллами. У перегнойно-глеевых почв в поверхностных горизонтах содержится значительное содержание мелкозема легкосуглинистого состава, в связи с чем, им присвоили 10 баллов.

Агрофизические свойства (III группа). Все естественные почвы предгорных равнин обладают благоприятным, легко-среднесуглинистым *гранулометрическим составом* (7–9 б.) верхней 20-сантиметровой толщи, оптимальной плотностью и пористостью (7–10 б.). Структурное состояние варьирует от удовлетворительного (6.5 б. у серых метаморфических и (дерново)-подбуров)

до хорошего (8.6 б. у серых, серогумусовых). Сказанное определяет отсутствие у естественных почв предгорных частей существенных ограничений (первый класс) по агрофизическим характеристикам (рис. 2). Исключение составляют серые метаморфические почвы (7.4 б., второй класс ограничений), для которых желательны провести мероприятия по улучшению структурного состояния, а также петроземы (1.7 б.), на которых механизированная обработка невозможна, осуществление какого-либо хозяйственного использования исключено (пятый класс ограничений) (табл. S3.1–3.2, табл. S11).

Агрогенно-преобразованные почвы предгорных равнин обладают менее благоприятными агрофизическими свойствами. Среди них отсутствие существенных ограничений (первый класс) характерно для агроземов темных (пар), реградированных агроземов текстурно-дифференцированных и агро-дерново-подзолистых почв, приуроченных к верхним и средним частям предгорных равнин. Также к первому классу (8.4 б.) относится дерново-буро-подзолистая постагрогенная почва под 150-летней залежью, агрофизические свойства которой близки к естественным (рис. 2). Основная же часть агрогенно-преобразованных почв имеет второй класс ограничений. Во-первых, это связано с заметным увеличением доли менее благоприятных, супесчаных почв (5–6.5 б.) по мере снижения высот от бортов к днищу котловины. Так на нижних частях подгорных шлейфов супеси составляют около 30%, а на участках речных террас – уже более 50%. Во-вторых, облегчение гранулометрического состава происходит за счет припахивания супесчаных и песчаных срединных горизонтов и почвообразующих пород у (дерново)-подбуров, серых метаморфических и серогумусовых почв, имеющих с поверхности суглинистые горизонты. Наименее благоприятными свойствами, проявляющимися в уплотненности (до 1.6 г/см³) и низкой пористости (до 40%) характеризуются стратоземы и стратифицированные почвы (второй–третий классы ограничений) (табл. S3.1–3.4, S.11, рис. S3.1).

В поймах рек почвы формируются преимущественно на супесчаных (5–6 б.) и легкосуглинистых (6.5–7 б.) отложениях. Хотя некоторые темногумусовые почвы на речных террасах, а также аллювиальные в поймах, имеют среднесуглинистый состав (8.5 б.). Высокое содержание крупнопылевой и мелкопесчаной фракций обуславливает отсутствие прочной агрономически ценной структуры, в связи с чем, структурное состояние большей части естественных и агрогенно-преобразованных почв оценивается 4.3–6.5 балла. В результате, все естественные и агрогенно-преобразованные почвы аллювиальных равнин требуют от серьезных (четвертый класс) до незначительных (второй класс ограничений) мероприятий по

улучшению агрофизические свойства. Исключения составляют агроземы темные реградированные и светлогумусовые почвы (первый класс).

Среди естественных почв песчаных массивов наиболее высокие баллы (6.2) имеют подбуры, формирующиеся в пределах урочища Бадар. Верхняя часть профиля у них представлена супесями (6 б.), сменяющимися ниже по профилю слоями связного (4 б.) и рыхлого (2 б.) песка. Плотность поверхностного горизонта этих почв оптимальная (10 б.), а пористость низкая (5 б.). Псаммоземы и агроземы альфегумусовые стратифицированные имеют четвертый класс ограничений, характеризуясь неудовлетворительным песчаным составом, низкой (3 б.) и очень низкой (2 б.) пористостью. Баллы по плотности у них варьируют от 5 до 10. Серогумусовые постагрогенные почвы, несмотря на песчаный состав за счет относительно высокого содержания органического вещества имеют оптимальную плотность и пористость (10 и 8 б. соответственно), что позволяет отнести их ограничения ко второму классу (6.2 б.). Все почвы песчаных массивов отличаются неудовлетворительным структурным состоянием (3.9 б.).

На территории озерно-болотной низины мощность органических горизонтов преимущественно превышает 30 см. Практически полное отсутствие минеральной составляющей в торфяных горизонтах является причиной чрезмерной рыхлости: плотность составляет в среднем 0.4 г/см^3 , пористость — 73%. Благодаря этому торфяно-глеиземы и торфяные эутрофные почвы требуют значительных улучшений агрофизических свойств (четвертый класс ограничений). Перегнойно-глеевые почвы содержат большее количество минеральных частиц, характеризуясь повышенной пористостью (73%), но близкой к оптимальной плотностью (1.1 г/см^3), благодаря чему требуют умеренных мелиораций (второй класс ограничений) (рис. 2, табл. S3.1–3.5, табл. S11).

Гидрологические условия (IV группа). Одним из существенно ограничивающих земледелие факторов является избыточное увлажнение. На территории Тункинской котловины такие условия создаются на участках пойм и стариц с аллювиальными (квази-)глеевыми почвами и глееземами перегнойными, а также озерно-болотной низины с торфяно-глееземами и эутрофными торфяными почвами (рис. 2). Уровень залегания грунтовых вод варьирует от очень высокого (0–0.5 м, 1 б.) до высокого (0.5–1 м, 3 б.). Проявления глеевого процесса наблюдаются по всему профилю (2 б.) (табл. S4.1–4.2).

Высокие поймы, останцы террас и песчаные массивы, возвышающиеся над озерно-болотной низиной, занимают полугидроморфные почвы: криоземы перегнойные глееватые, перегнойно-окисленно-глеевые и серогумусовые глееватые.

Уровень грунтовых вод варьирует от повышенного (1–2 м, 6 б.) до среднего (2–3 м, 9 б.), признаки (квази-)глееватости отмечаются в нижней части профиля на глубине 50–100 см (6 б.) или почвообразующей породе (8 б.).

Почвы речных террас отличаются оптимальным уровнем залегания грунтовых вод — от 2 до 5 м (от 9 и 10 б.), и относятся к глубоко оглеенным (8 б.) и неоглеенным (10 б.). На предгорных равнинах почвы имеют низкий (5–10 м, 7 б.) и очень низкий (более 10 м, 4 б.) уровень залегания грунтовых вод. Вдоль речных долин он может достигать среднего (9 б.) и повышенного (6 б.), за счет чего встречается глееватость в нижней части профиля и почвообразующей породе (6–8 б.).

Подверженность эрозионным процессам (V группа). Значительная доля почв предгорных равнин подвержена влиянию водной эрозии, а песчаных массивов — ветровой, в связи с чем данные почвы имеют второй–третий классы ограничений землепользования (рис. 2, табл. S11).

К факторам, благоприятствующим развитию *водной эрозии*, на исследуемой территории относятся: сведение лесной растительности и распашка склонов, крутизна которых превышает 2° ; большая протяженность распаханых участков вдоль склона; недостаточное количество защитных лесополос; суглинистый (часто лёссовидный) гранулометрический состав; ливневой характер осадков [2].

В верхних и средних частях подгорных шлейфов естественные почвы, находящиеся под сомкнутой лесной растительностью, развитым травянистым покровом и подстилкой, практически не подвержены эрозионным процессам при условии, что углы наклона поверхности не превышают 6° . При крутизне склонов 6° – 12° наблюдаются следы водно-эрозионных процессов, в том числе с формированием стратоземов и абраземов (третий класс ограничений). Агрогенно-преобразованные участки преимущественно находятся в диапазоне 1.5° – 3° , в редких случаях достигают 6° . Тем не менее, у большей части агропочв как современных, так залежных уже при крутизне склонов 1.5° – 2° обнаруживаются следы смыва, размыва и стратификации. В целом, по степени эродированности естественные лесные почвы оценены 9.7 балла, агрогенно-преобразованные — 8.1 балла. В нижних частях предгорных наклонных равнин за счет меньшей крутизны склонов наблюдается более слабое проявление эрозионных процессов (рис. 2, табл. S5.1–5.2, S11).

В настоящее время основная часть распаханых земель на предгорных частях котловины находится в залежном состоянии и подвержена процессам естественного восстановления лесной растительности. На поверхности эродированных почв сформировались гумусово-слаборазвитые и

гумусовые горизонты, что существенно снизило проявление водно-эрозионных процессов.

В днище котловины воздействие водной эрозии ограничено, в связи с чем почвы на аллювиальных равнинах и озерно-болотных низинах не имеют существенных ограничений (первый класс). Незначительные участки заняты почвами эолово-стратифицированных подтипов (9.7–9.8 б.) – результат эоловой аккумуляции материала, поступающего с песчаных массивов.

Около 28% котловины подвержено воздействию *ветровой эрозии* [8]. Ее развитию благоприятствуют: широкое распространение в котловинной части отложений супесчаного и песчаного состава с высоким содержанием крупнопылеватой фракции, малая мощность снежного покрова, засушливость весенне-раннелетнего периода, нарушение почвенно-растительного покрова из-за хозяйственной деятельности [16]. В середине XX в. на развееваемых участках проводилось шелюгование, что позволило частично закрепить песчаный субстрат и снизить эрозионную активность. На песчаном массиве Бадар в (дерново-)подбурах, защищенных от ветровой эрозии сосновыми лесами, следы современной эоловой деятельности отсутствуют (10 б.). Псаммоземы, формирующиеся под горельниками сосновыми, оценены 8.8 балла, поскольку имеют на поверхности эолово-стратифицированные горизонты. Незакрепленные пески и стратифицированные подтипы оценены 4 баллами, а псаммоземы гумусовые – 6.2.

Мощность гумусированного слоя (МГС), запасы почвенного органического вещества (ПОВ) (VI группа). Основная часть постлитогенных почв предгорных частей имеет третий класс ограничений по показателям VI группы (рис. 2, табл. S11). В верхних и средних частях предгорных равнин формирование почв происходит в условиях короткого периода биологической активности, часто на каменистых отложениях с низким содержанием мелкозема. Это является причиной малой мощности гумусовых горизонтов, укороченности почвенного профиля с резко убывающим типом профильного распределения ПОВ, основная часть которого сконцентрирована здесь на поверхности в торфяных, подстилочно-торфяных и грубогумусированных горизонтах. При этом периодические пожары зачастую приводят к их полному уничтожению.

Гумусовые горизонты отличаются по мощности и содержанию грубодисперсного ПОВ в зависимости от типа почв. Так, подбуры и дерново-подбуры, формирующиеся преимущественно на каменистых отложениях с легким гранулометрическим составом, имеют в среднем МГС, равную 26 см (3 б.), и низкие (до 33 т/га, 4 б.) запасы ПОВ. Серые почвы формируются на более однородных суглинистых отложениях и отличаются большей

МГС (до 35 см, 5 б.) (вероятно, за счет иллювиирования гумуса в составе органо-минеральных комплексов) и запасами ПОВ от 35 (низкие, 4 б.) до 62 т/га (средние, 6 б.). В нижних частях предгорных равнин при более благоприятных температурных условиях, меньшей крутизне склонов и каменности, большей однородности мелкоземистой толщи наблюдаются более высокие баллы. Так, у подбуров и дерново-подбуров МГС составляет в среднем 33 см (5 б.), а запасы ПОВ от 49 (низкие, 4 б.) до 63 т/га (средние, 6 б.) (рис. 2, табл. S6.1–6.2).

В результате проявления плоскостного смыва на предгорных равнинах широко распространены синлитогенные почвы (стратифицированные и стратоземы). Они отличаются среднемошными и мощными гумусированными горизонтами (50 до 80 см и более, 7–10 б.) при очень низких (19 т/га, 2 б.) и низких (34 т/га, 4 б.) запасах ПОВ. Вследствие периодической активизации селевых паводков у серогумусовых почв вдоль речных долин МГС может достигать 78 см (7 б.) за счет многочисленного чередования погребенных гумусовых горизонтов. Запасы ПОВ в ней составляют 60 т/га (средние, 6 б.).

Среди почв аллювиальных равнин в лучшую сторону отличаются темногумусовые почвы, для которых ведущими процессами являются гумусообразование и гумусонакопление. Приуроченные к террасам рек, почвы этого типа оцениваются максимальными баллами (10) как по МГС (более 80 см), так и по запасам ПОВ (174 т/га). На предгорных равнинах темногумусовые почвы имеют специфику горного почвообразования, проявляющуюся в малой мощности их гумусовых горизонтов (МГС 35 см, 5 б.). Тем не менее, они отличаются от других почв, приуроченных к данным элементам рельефа, высокими (103 т/га, 8 б.) и очень высокими (140 т/га, 10 б.) запасами ПОВ. Для агроземов темных также характерны высокие и очень высокие запасы ПОВ, МГС варьирует от 23 см (3 б.) на предгорных частях до 45 см (5 б.) на террасах.

В условиях периодической аккумуляции эолового материала на песчаных массивах происходит формирование псаммоземов. Так же, как соседствующие с ними (дерново-)подбуры, с поверхности они имеют маломощные подстилки и слабообразитые гумусовые горизонты. Но в отличие от альфегумусовых почв характеризуются не резким убыванием ПОВ вниз по профилю, а “растянутым” гумусовым профилем, мощность которого варьирует от 35 до 46 см (5 б.), а запасы ПОВ от 22 (2 б.) до 30 т/га (4 б.).

Согласно используемой методике, почвы, имеющие торфяные, грубогумусовые и перегнойные горизонты, оцениваются высокими баллами по запасам ПОВ. Торфяно-глееземы и торфяные

эутрофные почвы высоко оцениваются и по МГС. При этом следует понимать, что качественный состав таких органических горизонтов в отношении плодородия будет намного хуже, чем, к примеру, у темногумусовых почв, оцененных теми же баллами.

Таким образом, малая МГС и низкие запасы ПОВ являются лимитирующими факторами третьего и четвертого классов для ведения земледелия на почвах предгорных частей и аллювиальных равнин, четвертого и пятого – на песчаных массивах. Отсутствие существенных ограничений по VI группе (первый–второй классы) имеют темногумусовые почвы и их агрогенные аналоги (рис. 2, табл. S11).

Гумусовое состояние почв (VII группа). Естественные лесные почвы верхних и средних частей предгорных равнин Тункинской котловины формируются в условиях холодного климата, короткого периода биологической активности, кислой и сильнокислой реакции среды, ограничивающих интенсивность биохимических процессов и способствующих более длительному сохранению слабогумифицированных компонентов и неспецифических соединений, преобладанию фульвокислот (ФК) над гуминовыми (ГК), низкой степени гумификации. Дерново-подбуры, серые и серые метаморфические почвы имеют маломощные гумусовые горизонты с резко убывающим вниз по профилю распределением ПОВ, содержание которого оценивается как низкое и очень низкое. На их поверхности присутствует слой подстилки, мощность которой существенно варьирует за счет частоты и интенсивности лесных пожаров. Там, где их влияние особо сильное содержание $C_{орг}$ в слое 0–20 см может составлять всего 0.5%. Указанные почвы имеют очень низкую степень (2 б.) обогащенности ПОВ азотом, слабую степень гумификации ($C_{гк}/C_{общ}$ варьирует от 12.8 до 18.7%) и гуматно-фульватный тип гумуса. Отсюда, все естественные лесные почвы здесь имеют существенные ограничения (четвертый класс) по VII группе характеристик. Темногумусовые почвы, приуроченные к лесным лугам, характеризуются высоким (8 баллов) содержанием ПОВ в слое 0–20 см, а также средней–высокой степенью гумификации (6–8 б.), за счет чего имеют меньший – третий класс ограничений (рис. 2, табл. S7.1–7.4, S11).

По направлению от бортов к центральной части котловины за счет роста активных температур за вегетационный период происходит усиление биологической активности, увеличение периода активной деятельности микрофлоры и смена растительных сообществ на лесостепные и луговые. Отмечается повышение степени гумификации до средней у естественных почв (подбуры, дерново-подбуры, серогумусовые) на нижних частях предгорных равнин, и до средней–высокой у почв луго-

вых степей (светлогумусовые и темногумусовые) на аллювиальных равнинах. Также происходит увеличение доли ГК в составе гумуса, который характеризуется преимущественно как фульватно-гуматный (7 б.), и степени обогащенности ПОВ азотом за счет повышения содержания $N_{общ}$. Мощность органических горизонтов и подстилок у лесных почв здесь значительно меньше, а гумусовых горизонтов – больше. За счет этого содержание ПОВ у дерново-подбуров и подбуров варьирует от 1.9 до 2.4% (3–5 б.), у серогумусовых и светлогумусовых почв под лугово-степной растительностью составляет 2.3 и 1.4% $C_{орг}$ (3 б.), у темногумусовых – 3.9–7.9% (8–10 б.).

Для аллювиальных почв характерны маломощные гумусовые горизонты, чередующиеся с речными отложениями с низким содержанием ПОВ. В этой связи содержание ПОВ в слое 0–20 см у аллювиальных глееватых почв составляет 1.7–2.1% (3 б.). Степень обогащения ПОВ азотом очень низкая (2 б.), а гумификация слабая ($C_{гк}/C_{общ} = 17\%$, 4 б.), что накладывает на них большие ограничения использования (четвертый класс).

На территории озерно-болотных низин избыточное увлажнение в совокупности с засолением и мерзлотой тормозят процессы разложения растительных остатков и гумификации в целом. Так, почвы с эутрофно-торфяными горизонтами отличаются высоким содержанием $N_{общ}$ и ПОВ (ППП = 73–84%, 5 б.), однако основная их масса находится в недоступной для растений форме. Без проведения осушительных мелиораций рассчитывать на плодородие этих почв ошибочно. При этом стоит учитывать, что их окультуривание приводит к качественному и количественному изменению ПОВ, проявляющемуся главным образом в интенсивной его минерализации, приводящей к истощению запасов азота и углерода. Так, содержание $C_{орг}$ в слое 0–20 см у залежных агроземов светлых окислено-глеевых реградированных, полученных при осушении и глубокой вспашке, составляет всего 2.5% (5 б.), $N_{общ}$ – 0.24%, а C/N – 12.2, что характеризует степень обеспеченности ПОВ азотом как низкую (3 б.). Степень гумификации при этом высокая ($C_{гк}/C_{орг}$ от 32 до 40), а тип гумуса гуматно-фульватный. Учитывая высокую чувствительность этих почв, во избежание их деградации необходим тщательный подбор приемов земледелия.

Среди почв, приуроченных к более дренированным участкам днища, самыми высокими баллами (9) по содержанию ПОВ оценены перегнойно-глеевые почвы под пойменными еловыми лесами. Соотношение C/N у этих почв составило 6.4, что соответствует высокой степени обогащения ПОВ азотом (7.5 б.). Степень гумификации от средней ($C_{гк}/C_{общ} = 21.4\%$) до высокой ($C_{гк}/C_{общ} = 39\%$), тип гумуса фульватно-гуматный. Грубо-

гумусовые почвы и глееземы перегнойные мерзлотные по содержанию ПОВ оцениваются 4.5 и 6 баллами, а по обогащению ПОВ азотом – 2 и 3, соответственно.

Естественные почвы песчаных массивов, подбуры и псаммоземы, имеют гуматно-фульватный тип гумуса ($C_{гк}/C_{фк}$ от 0.55 до 0.91) и среднюю степень гумификации ($C_{гк}/C_{общ}$ варьирует от 23 до 29%). При этом содержание ПОВ в слое 0–20 см таких почв и обогащение азотом оценивается как очень низкие (2 б.), что определяет четвертый класс ограничений по гумусовому состоянию.

Слаборазвитые и стратифицированные почвы имеют четвертый класс ограничений, отличаясь очень низким содержанием ПОВ и $N_{общ}$. Так, содержание $C_{орг}$ у псаммоземов, стратоземов и стратифицированных почв в слое 0–20 см варьировало от 0.7 до 1.1%, а $N_{общ}$ – от 0.02 до 0.08%. Пелоземы содержат до 1.4% $C_{орг}$ (3 б.) и 0.04% $N_{общ}$. Соотношение C/N у них может достигать 40 (2 б.).

По сравнению с естественными, у агрогенно-преобразованных почв отмечается достаточно однородное распределение ПОВ в пределах пахотного горизонта, под которым наблюдается его резкое снижение. В зависимости от типа почв наблюдается сильное варьирование содержания ПОВ в слое 0–20 см. Выявлено, что на всех элементах рельефа в среднем содержание ПОВ у агрогенно-преобразованных почв в 1.2–1.7 раз ниже, чем у естественных. Степень гумификации колеблется от слабой до средней (4–6 б.). Тип гумуса фульватно-гуматный (7 б.), реже – гуматно-фульватный (5 б.). Исключением являются залежные и распаханых в настоящее время агроземы темные, имеющие наиболее благоприятное гумусовое состояние среди исследованных почв. Содержание ПОВ у них варьирует от 4.8 до 6.4% (8–10 б.), степень гумификации от средней до высокой (6–8 б.), а тип гумуса от фульватно-гуматного до гуматного (7–10 б.) (рис. 2, табл. S7.1–7.4, S11).

Обеспеченность почв основными элементами питания (VIII группа). На предгорных равнинах и террасах рек в пределах аллювиальных равнин гумусовые горизонты естественных и агрогенно-преобразованных почв характеризуются высоким и очень высоким (9 и 10 б. соответственно) содержанием подвижных фосфатов. Обеспеченность обменными формами калия варьирует от низкой (4 б.) до очень высокой (10 б.). Примечательно, что более низкое содержания K_2O наблюдается преимущественно в залежных почвах. Таким образом, почвы предгорных частей и террасовых уровней рек требуют умеренных агрохимических мероприятий (первый–второй классы ограничений) по улучшению калийного, реже – фосфатного режимов. Исключением являются темногумусовые почвы лесных лугов и агроземы темные тер-

расовых уровней рек, которые за счет более низкого содержания P_2O_5 и K_2O имеют умеренно-сильные ограничения (третий класс) по VIII группе характеристик (рис. 2, табл. S8.2–8.3, S11).

Аллювиальные глееватые почвы на поймах наряду с перегнойно-окисленно-глеевыми почвами озерно-болотных низин, характеризуются высоким и повышенным содержанием подвижного фосфора (9 и 7 б.). Гидроморфные почвы озерно-болотных низин – торфяно-глееземы и эутрофные торфяные почвы – содержат всего 1.2–1.5 мг подвижных фосфатов (3 б.), что может быть связано с нахождением фосфора в составе ПОВ или в труднодоступных формах. При этом залежные агроземы светлые окислено-глеевые отличаются повышенным содержанием подвижных P_2O_5 (12 мг/100 г почвы), что может быть свидетельством былого внесения фосфорных удобрений. Все полугидроморфные и гидроморфные почвы отличаются очень низким (от 2.5 до 7.5 мг/100 г почвы, 2 б.) содержанием обменного калия. Таким образом, данные почвы имеют умеренно-сильный и сильный дефицит элементов питания (третий и четвертый классы ограничений).

Почвы песчаных массивов благодаря легкому гранулометрическому составу и низкому содержанию ПОВ также характеризуются недостаточной обеспеченностью доступными формами фосфора и калия. Особенно сильно их дефицит проявляется у эолово-стратифицированных подтипов агроземов альфегумусовых и псаммоземов. Последние наряду с пеллоземами, формирующимися в результате селевой активности в северной части котловины, имеют самый высокий (пятый) класс ограничений хозяйственного использования (рис. 2). Содержание подвижных фосфатов в этих почвах не превышает 0.77 мг/100 г почвы, обменного калия – 6.4 (по Мачигину). Наиболее высокими баллами среди почв песчаных массивов оценена серогумусовая постагрогенная почва, содержание P_2O_5 в которой соответствует повышенному (7 б.), а K_2O – низкому (3 б.).

Степень насыщенности почв основаниями (СНО), емкость катионного обмена (ЕКО) и почвенная кислотность (IX группа). Характеризуя насыщенность почвенного поглощающего комплекса (ППК) катионами, следует обозначить, что значительная часть почвообразующих пород на территории исследования содержит карбонаты и имеет нейтральную реакцию среды (pH_{KCl} 6.3–6.9), СНО от средней до высокой (70–97%). Пространственное варьирование показателей в пределах почвенных профилей имеет четкую дифференциацию по ландшафтно-климатическим поясам. Так, характерные для горной тайги процессы выщелачивания и подзолообразования обуславливают наличие гидролитической кислотности ($Hг$ от 1.7 до 41 смоль(экв)/кг) и очень сильно кислой pH_{KCl}

(от 3.9 до 4.5, 1 б.) в гумусовых и элювиальных горизонтах подбуров, дерново-подбуров и серых почв, формирующихся в верхних и средних частях предгорных равнин. В слое 0–20 см этих почв СНО характеризуется в среднем как низкая (6 б.). Итак, как естественные, так и агрогенно-преобразованные почвы здесь имеют второй–четвертый классы ограничений и нуждаются в проведении мелиоративных мероприятий, направленных на снижение почвенной кислотности и повышение СНО. Исключение составляют только стратифицированные почвы и агрообраземы (10 б.), поверхность которых представлена материалом карбонатсодержащих почвообразующих пород, имеющих нейтральную pH_{KCl} (6.3–6.9) и высокую СНО (86–97%) (рис. 2, табл. S9.1–9.2, S11).

По направлению к днищу котловины количество атмосферных осадков, а с ними и степень выщелоченности почв уменьшаются, благодаря чему почвы нижних частей предгорных наклонных и аллювиальных равнин характеризуются близкими к оптимальным СНО и реакцией среды, имея незначительные (первый–второй классы) ограничения по IX группе характеристик. Так, в пределах лесостепного пояса серогумусовые почвы характеризуются близкой к нейтральной pH_{KCl} (5.5–5.8, 8 б.) и средней СНО (83%, 8 б.). Темногумусовые почвы террасовых уровней рек имеют преимущественно нейтральную реакцию среды (10 б.), высокую СНО (89%, 10 б.) и ЕКО (45 смоль(экв)/кг, 10 б.), оцениваясь наиболее высокими баллами по IX группе показателей.

Близкое к поверхности почвы залегание минерализованных грунтовых вод является причиной слабощелочной реакции среды в полугидроморфных и гидроморфных почвах днища котловины. Например, в аллювиальных квазиглееватых почвах, формирующихся под пойменными лугами pH_{KCl} достигает 7.3, а в эутрофно-торфяных почвах, приуроченных к озерно-болотным комплексам – 7.7 (6.5 б.). Благодаря этому указанные почвы имеют умеренные ограничения (второй класс) в сельскохозяйственном использовании.

Приуроченные к песчаным массивам подбуры иллювиально-железистые в верхней части профиля имеют от слабокислой до близкой к нейтральной реакцию среды (pH_{KCl} от 5.1 до 6.0, 7 б.) и низкую СНО (до 56%, 6 б.). С увеличением глубины происходит постепенное возрастание СНО (до 77%) и pH_{KCl} (до 5.8), однако на протяжении всего почвенного профиля карбонаты отсутствуют, что связано с их выщелачиванием. На глубине 34–60 см почвы подстилаются карбонатными рыхлыми песками. СНО здесь достигает 87% (высокая), а pH_{KCl} – 7.9 (слабощелочная). В отличие от подбуров, у псаммоземов, формирование которых происходит в условиях периодической эоловой аккумуляции песчаного материала на по-

верхности почвы, степень выщелачивания карбонатов в верхней части профиля может сильно варьировать. СНО составляет 72–99% (8–10 б.), а pH_{KCl} – 6.7–8.0 (10–6.5 б.).

Отметим также, что в залежных почвах под лесной растительностью на предгорных частях происходит постепенное восстановление почв благодаря возобновлению процессов выщелачивания по подзолисто-му типу. Например, у агроземов текстурно-дифференцированных и агросерых почв под 60-летними залежами наблюдается подкисление верхней части пахотного слоя (pH_{KCl} 4.3) по сравнению с нижней (pH_{KCl} 4.7) и уменьшение СНО (71% в АУра, 77% в Рра). Дерново-буро-подзолистая постагрогенная почва под 150-летней залежью отличается очень сильно кислой реакцией среды (pH_{KCl} 4.3) и низкой СНО (58%), что приближает ее по исследуемым параметрам к естественным почвам.

Степень карбонатности, засоления и осолонцевания почв (X группа). По содержанию карбонатов в слое 0–30 см естественные и агрогенно-преобразованные почвы предгорных равнин относятся к слабокарбонатным (10 б.) и карбонатным (8 б.). Среди гумусовых горизонтов естественных почв наибольшее содержание (1%) отмечено в темногумусовых почвах, наименьшее (0.3%) – в дерново-подбурах и серых. Благодаря малой мощности горных почв переход к почвообразующей породе происходит на глубине 35–80 см. По глубине залегания остаточных карбонатов почвы в основном относятся к средне- (8 б.) и слабощелочным (6 б.), лишь 10% почв формируются на бескарбонатных породах (10 б.) (рис. 2, табл. S10.1A–10.1B).

Приуроченные к песчаным массивам псаммоземы гумусовые и подбуры имеют выщелоченный до глубины 30–40 см профиль, в связи с чем, не имеют существенных ограничений (первый класс) (табл. S11). При этом содержание карбонатов в песках, на которых они формируются, может превышать 6.3%. Их развеивание и переотложение приводит к формированию эолово-стратифицированных подтипов (например, псаммоземов эолово-стратифицированных), где CO_2 карбонатов достигает 5.5% (6 б.). Такие почвы характеризуются вторым классом ограничений.

На аллювиальных равнинах наиболее благоприятные условия создаются на высоких террасах. В профилях формирующихся здесь темногумусовых и светлогумусовых почв карбонаты присутствуют с поверхности в количестве 0.7–1.7% CO_2 (10–8 б.). Это обусловлено низкой интенсивностью выщелачивания ввиду меньшего количества осадков по сравнению с предгорными частями. Агроземы темные на лёссовидных суглинках относятся к высококарбонатным (6 б.), а содержание CO_2 карбонатов в почвообразующей породе достигает 9%.

Исходя из вышесказанного, можно предположить, что наличие карбонатов в почвах предгорных наклонных равнин, песчаных массивов и террасовых уровней аллювиальных равнин определяется литогенным фактором. Педогенные карбонаты в пределах современных почвенных профилей морфологически слабо выражены и представлены дисперсными формами. В агрогоризонтах известкованных почв встречается псевдомицелий. В почвообразующих и подстилающих породах на грубообломочном и галечниковом материале отмечены натечные формы. Таким образом, большая часть естественных и агрогенно-преобразованных почв на указанных элементах рельефа не имеет существенных ограничений (первый класс) по X группе характеристик (рис. 2, табл. S11).

Иная обстановка создается в днище котловины, где в силу затрудненного дренажа создаются условия для накопления поступающих с окружающих бортов впадины и ее горного обрамления подвижных продуктов выветривания, в частности, водорастворимых солей. Дополнительное поступление легкорастворимых солей происходит за счет углекислых кремнистых маломинерализованных (до 4.1 г/л) сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-кальциевых минеральных источников с нейтральной реакцией водной среды (рН около 6.9), имеющих широкое распространение на предгорных частях котловины и в ее днище. Все это в совокупности с периодически выпотным и десуктивно-выпотным водным режимом, характерным для почв центральной части котловины, является причиной формирования здесь полугидроморфных и гидроморфных почв с различным содержанием легкорастворимых солей и неконкреционных форм карбонатов, что является ограничивающим землепользование фактором (третий–четвертый классы) (рис. 2, табл. S11).

Эутрофно-торфяные мерзлотные почвы и торфяно-глееземы, формирующиеся по периферии многочисленных озер в пределах озерно-болотных понижений в 50% случаев являются незасоленными. Засоление в слабой, реже – средней степени, у этих почв наблюдается в слое 0–35 см. Содержание CO_2 карбонатов здесь может достигать 13.7%, сумма легкорастворимых солей – 0.43%. Тип засоления содово-сульфатный магниево-натриевый, либо сульфатно-содовый натриевый. Нижняя часть профиля (до 150 см) чаще всего не засолена (содержание легкорастворимых солей 0.08–0.1%) (табл. S10.3A).

Среди перегнойно-глеевых мерзлотных почв и глееземов перегнойных криотурбированных, формирующихся под пойменными ельниками встречаются слабозасоленные сульфатные и хлоридно-сульфатные типы засоления с участием соды. Засоление также характерно для верхней толщи 0–20 см,

где сумма легкорастворимых солей составляет 0.22–0.27%, а CO_2 карбонатов – 3.4–4.1%.

Аллювиальные дерновые и темногумусовые гидрометаморфизованные почвы, приуроченные к низким террасам и поймам, часто характеризуются слабой степенью засоления в верхних (15–35 см) горизонтах. Тип засоления сульфатный магниево-натриевый или содово-сульфатный магниево-натриевый, в нижней части профиля может смениться на натриево-кальциевый. Сумма легкорастворимых солей не превышает 0.29%, а содержание CO_2 карбонатов – 1–2.8%. По данным [23] на правобережье р. Иркут встречаются сильнозасоленные почвы с содержанием легкорастворимых солей до 1.78%, однако их распространение ограничивается пересохшими старичными озерами.

Среди исследованных агрогенно-преобразованных почв засоления не выявлено. При этом солонцеватые и солончаковатые почвы под залежными лугами встречаются в пойменных частях на правобережье р. Иркут [23, 32].

ВЫВОДЫ

1. Неблагоприятные климатические факторы, такие как морозоопасность, длительно-сезонно-промерзающий и мерзлотный типы температурного режима почв, ограничивают выращивание овощных и зерновых культур, требуя тщательного подбора сортов и местоположений полей. Засушливость в начале вегетационного периода служит основанием для организации системы искусственного орошения на территории исследования.

2. Специфика горного почвообразования, выражающаяся в малой мощности мелкоземистой части почв, укороченности профилей в целом и их гумусовых горизонтов, сильной каменистости снижают баллы бонитета почв, приуроченных к предгорным частям котловины. Высокая эрозийная опасность ограничивает распапку на склонах, крутизна которых превышает 2°.

3. Гидроморфные и полугидроморфные почвы озерно-болотных низин и пойм рек подвержены процессам засоления и осолонцевания, что ограничивает возделывание этих участков. Кроме того, смена гидрологических режимов в совокупности с агрогенными воздействиями может привести к быстрой минерализации органического вещества торфяных горизонтов и деградации почв.

4. Опасность ветровой эрозии является основанием для введения запрета нарушения почвенного и растительного покровов песчаных массивов-увалов. Антропогенное воздействие на эти почвы должно быть ограничено.

5. Полученные результаты указывают на оправданность возврата некоторой части земель в сельскохозяйственный оборот. Прежде всего, это относится к почвам, приуроченным к террасовым уров-

ням рек и нижним частям предгорных равнин: серогумусовые (81 б.), темногумусовые (80 б.), светлогумусовые (76 б.); а также их агрогенно-преобразованные аналоги: агроземы темные (76 б.) и агроземы светлые (70 б.).

6. Самыми низкими баллами бонитета (49 б.) оценены петроземы, встречающиеся на каменистых участках предгорных наклонных равнин. Немного более высокий класс бонитета имеют псаммоземы (57 б.) и агроземы альфегумусовые стратифицированные (58 б.), торфяно-глееземы и эутрофно-торфяные засоленные почвы (55 б.). В силу низкого плодородия следует избегать вовлечения перечисленных типов почв в состав пахотных земель, а также с осторожностью использовать их в иных типах сельскохозяйственного использования во избежание деградации.

7. В случае возврата залежных земель в сельскохозяйственный оборот потребуется внесение высоких доз органических удобрений, что обусловлено малой мощностью гумусированного слоя и низкими запасами ПОВ. Кроме того, возврат залежных почв предгорных частей, зарастающих сосново-мелколиственными лесами, повлечет экономические затраты не только на сведение лесной растительности и распашку, но и мелиоративные мероприятия по уменьшению почвенной кислотности и обогащению ППК обменными основаниями.

9. Конечные баллы бонитета почв в целом позволяют оценивать уровень потенциального и реального плодородия почв. Однако система подсчета баллов, присущая всем медиальным методикам оценки, приводит к завышению бонитета некоторых почв. Причина этого заключается в наличии признаков, служащих основанием для исключения ряда почв из оборота. Таким признаком для петроземов является очень сильная каменистость или формирование на плотных породах, псаммоземы имеют очень легкий гранулометрический состав, а солончаки характеризуются сильным засолением. Для повышения достоверности результатов оценки целесообразно производить отбор оцениваемых характеристик в соответствии с величинами коэффициента корреляции, характеризующего связь почв с урожайностью той или иной культуры на каждой отдельно взятой территории. Это позволит учесть роль и долю участия в урожае каждого диагностического признака. Учитывая сказанное, при оценке почв с третьим—пятым классами ограничений для полеводства по какой-либо группе характеристик мы рекомендуем исходить не столько из их конечных баллов бонитета, сколько из экологически допустимого и экономически выгодного типа хозяйственного использования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания АААА-А17-117041910169-4.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Табл. S1.1. Коэффициент атмосферного увлажнения Г.Н. Высоцкого-Н.Н. Иванова (КУ).

Табл. S1.2. Гидротермический коэффициент Г.Т. Селянинова (ГТК).

Табл. S1.3. Сумма активных температур воздуха $>10^{\circ}\text{C}$ за вегетационный период.

Табл. S1.4. Тип температурного режима почв.

Табл. S1.5. Влияние крутизны и экспозиции склона на поступление суммарной солнечной радиации за вегетационный период.

Табл. S2.1. Скелетность почв (суммарное соотношение частиц >2 мм в верхнем 30 см слое в % от массы горизонта).

Табл. S2.2. Мощность мелкоземистой толщи от поверхности до кровли плотных пород.

Табл. S3.1. Гранулометрический состав поверхностного слоя (0–20 см).

Табл. S3.2. Структурное состояние поверхностного слоя (0–20 см) по Н.И. Саввинову.

Табл. S3.3. Плотность поверхностного слоя (0–20 см) органогенных горизонтов.

Табл. S3.4. Пористость поверхностного горизонта почвы за вегетационный период.

Табл. S3.5. Водопроницаемость поверхностного горизонта почвы.

Табл. S4.1. Уровень залегания почвенно-грунтовых вод.

Табл. S4.2. Глубина и место оглеения в профиле (относится как к глеевому, так и к глееватому горизонту).

Табл. S5.1. Углы наклона поверхности.

Табл. S5.2. Степень эродированности.

Табл. S6.1. Мощность поверхностного гумусированного слоя.

Табл. S6.2. Запасы ПОВ.

Таблица S7.1.А. Уровень содержания ПОВ в минеральных и органо-минеральных горизонтах почв при валовом содержании $C_{\text{орг}}$ менее 15%.

Табл. S7.1.Б. Уровень содержания ПОВ в органо-минеральных (перегнойные, перегнойно-темногумусовые, грубогумусовые, перегнойно-грубогумусовые) и органических (подстилочно-торфяные, торфяные) горизонтах почв при валовом содержании $C_{\text{орг}}$ более 15%.

Табл. S7.2. Обогащенность гумуса азотом, рассчитанная как атомное соотношение общего содержания органического углерода к азоту ($C_{\text{орг}}/N_{\text{общ}} \times 1.17$).

Табл. S7.3. Степень гумификации органического вещества, рассчитанная как ($C_{\text{гк}}/C_{\text{орг}} \times 100\%$).

Табл. S7.4. Тип гумуса, рассчитанный как отношение количества углерода гуминовых кислот (гк) к углероду фульвокислот (фк).

Табл. S8.1. Содержание в почве подвижных форм азота.

Табл. S8.2. Содержание в почве подвижных фосфатов.

Табл. S8.3. Содержание в почве обменного калия.

Табл. S9.1. Катионообменная способность почв.

Табл. S9.2. Степень кислотности.

Табл. S10.1.А. Степень карбонатности в слое 0–30 см.

Табл. S10.1.Б. Глубина залегания карбонатов (СО₂ карбонатов более 2%).

Табл. S10.2.А. Содержание обменного натрия в солонцовом горизонте.

Табл. S10.2.Б. Степень солонцеватости в слое 0–20 см по содержанию обменного натрия от емкости поглощения.

Табл. S10.2.В. Мощност надсолонцового горизонта.

Табл. S10.3.А. Химизм и степень засоления.

Табл. S10.3.Б. Глубина залегания горизонта легко-растворимых солей (положение верхней границы).

Табл. S11. Классы и примеры ограничений землепользования.

Рис. S1.1. Сумма активных температур воздуха >10°С за вегетационный период.

Рис. S3.1. Плотность поверхностного слоя (0–20 см) органо-минеральных горизонтов.

8. *Выркин В.Б.* Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1998. 175 с.

9. *Гончиков Б.-М.Н., Цыбикдоржиев Ц.Ц.* Бонитировка и кадастровая оценка почв Западного Забайкалья (на примере Кижингинской котловины) // Вестник КрасГАУ. 2010. № 9. С. 7–12.

10. *Димо В.Н.* Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972. 360 с.

11. Засоленные почвы России / Под ред. Л.Л. Шишова, Е.И. Панковой. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2006. 854 с.

12. *Иванов В.Д., Кузнецова Е.В.* Оценка почв. Воронеж: ФГУ ВПО ВГАУ, 2004. 287 с.

13. *Картушин В.А.* Агроклиматические ресурсы юга Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1969. 100 с.

14. *Качинский Н.А.* Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1958. 192 с.

15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

16. *Ларин С.И.* Основные этапы освоения ландшафтов Тункинских котловин // Историко-географические исследования Южной Сибири. Иркутск, 1991. С. 70–85.

17. *Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г.* Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.

18. *Люри Д.И., Карелин Д.В., Некрич А.С., Горячкин С.В.* Лес против поля или что происходит на заброшенных пашнях России. Век географии. М.: Дрофа, 2018. С. 273–302.

19. Методические указания по бонитировке почв. Воронеж: ВСХИ, 1986. 18 с.

20. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Под ред. Н.А. Флоренсова. М.: Наука, 1974. 359 с.

21. *Намжилова Л.Г., Тулохонов А.К.* Эволюция аграрного природопользования в Забайкалье. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. 200 с.

22. *Орлов Д.С., Гришина Л.А.* Практикум по химии гумуса. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 272 с.

23. *Парамонова А.Е., Убугунова В.И., Черноусенко Г.И., Убугунов В.Л., Балданов Б.Ц., Цыремпилов Э.Г.* Засоленные почвы поймы среднего течения реки Иркут: морфогенетические и агрохимические свойства // Вестник БГСХА им. В.Р. Филиппова. 2017. № 2. С. 30–38.

24. *Парежева Т.В.* Распределение характеристик коротковолновой радиации в котловинах Юго-Западного Прибайкалья. Магистерская дис. по направлению подготовки: 05.04.04. Томск, 2019. 109 с. <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vital:9814> (дата обращения: 28.04.2021).

25. *Парежева Т.В., Воронай Н.Н.* Оценка изменчивости составляющих радиационного баланса в коротковолновой части спектра на территории Тункинской и Мондинской котловин // Мат-лы междунар. научно-практ. конф., посвященной памяти

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ и прогноз изменений климата в российской части Алтае-Саянского экорегиона и на приграничных территориях Казахстана и Монголии. М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2018. 289 с.
2. *Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А.* Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1997. 208 с.
3. *Базилевич Н.И., Панкова Е.И.* Методические указания по учету засоленных почв. М.: Гипроводхоз, 1968. 91 с.
4. *Базилевич Н.И., Панкова Е.И.* Опыт классификации почв по содержанию токсичных солей и ионов // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1972. Вып. 5. С. 36–40.
5. *Бондарев А.Г., Сапожников П.М., Уткаева В.Ф., Щепотьев В.Н.* Серые лесные почвы // Переуплотнение пахотных почв: причины, следствия, пути уменьшения. М.: Наука, 1987. С. 67–86.
6. *Востокова Л.Б., Булгаков Д.С., Орешникова Н.В., Яковлев А.С.* Бонитировка почв в системе земельного кадастра. М.: МАКС Пресс, 2010. 300 с.
7. *Василенко О.В., Воронай Н.Н.* Особенности формирования климата котловин юго-западного Прибайкалья // Известия РАН. Сер. географическая. 2015. № 2. С. 104–111.

- чл.-корр. РАН А.Н. Антипова. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2019. С. 231–234.
26. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 27. Справочник по климату СССР. Метеорологические данные за отдельные годы. Вып. 22: Иркутская область и юго-западная часть Бурятской АССР. Ч. 2: Атмосферные осадки. Иркутск, 1975. 322 с.
 28. Тюменцев Н.Ф. Сушность бонитировки почв на генетико-производственной основе. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.
 29. Убугунов Л.Л., Куликов А.И., Убугунова В.И., Меркушева М.Г., Дорошкевич С.Г. Плодородие почв агроландшафтов Бурятии. Улан-Удэ: Изд-во БГСХА им. В.Р. Филиппова, 2009. 177 с.
 30. Флоринский М.А., Поляков А.Н., Павлихина А.В., Лунев М.И., Кузнецов А.В., Исаев В.В., Овчаренко М.М., Максимов П.Г. Методические указания по проведению комплексного агрохимического обследования почв сельскохозяйственных угодий. М.: Центр научн.-техн. информ., пропаганды и рекламы, 1994. 96 с.
 31. Холбоева С.А., Намзалов Б.Б. Степи Тункинской котловины (Юго-Западное Прибайкалье). Улан-Удэ: Изд-во Бурят. ун-та, 2000. 114 с.
 32. Черкашина А.А., Голубцов В.А. Структура почвенного покрова Тункинской котловины // География и природные ресурсы. 2016. № 3. С. 130–140.
 33. Черкашина А.А., Голубцов В.А., Силаев А.В. Постагрогенная трансформация почв Тункинской котловины (Юго-Западное Прибайкалье) // Известия ИГУ. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 11. С. 128–140.
 34. Черкашина А.А., Силаев А.В. Изучение и картографирование агрогенной трансформации почвенного покрова Тункинской котловины // Успехи современного естествознания. 2016. № 5. С. 168–173.
 35. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.

Application of the Methodology for Assessing Soil Quality for Mountain-Depression Areas of the Baikal Region

A. A. Cherkashina^{1,*}, V. A. Golubtsov¹, and E. V. Berezhnaya²

¹*Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, 664033 Russia*

²*Siberian Institute of Plant Physiology and Biochemistry SB RAS, Irkutsk, 664033 Russia*

*e-mail: anna_cher.87@mail.ru

The article presents an improved version of the soil assessment method proposed by V.D. Ivanov (1986) and based on an equivalent score of different factors of fertility by calculating the arithmetic mean of all individual scores. The existing rating scales have been revised and adapted to take into account the features of soil formation in the mountain-depression conditions of the Baikal region, such as the complexity of hydrothermal conditions, heterogeneity of the parent material, erosion hazard, shortening of soil profiles, and the nature of soil organic matter. Additional evaluation criteria are introduced based on the well-known in Russian soil science classifications. The application of the methodology on the example of natural and agrogenically transformed soils of the Tunka depression (South-Western Cisbaikalia) made it possible to identify factors limiting land use and showed acceptable results of soil fertility assessment. First of all, when locating agricultural land and choosing crops grown in the study area, one should take into account: frost hazard and insufficient atmospheric moisture at the beginning of the vegetation season, active water erosion processes on slopes, the steepness of which exceeds 2°, thin humus horizons and a strong degree of stony in soils of piedmont plains, salinization of hydromorphic soils in the bottom of the basin. It is necessary to limit the use of highly sensitive soils of sandy massifs, as well as humus and peat soils of lowland bogs in order to avoid degradation processes. It seems reasonable to return to agricultural use soils confined to gentle slopes on the lower parts of the foothill plains and river terraces with loamy or sandy loam parent material, the thickness of which exceeds 50 cm. The highest scores here are possessed by natural dark-humus and gray-humus soils and their agrogenically transformed types. To increase the reliability of the assessment results, it is advisable to select the assessed characteristics in accordance with the values of the correlation coefficient characterizing the relationship of soils with the yield of a particular crop in each individual territory. This will allow taking into account the role and share of participation in the harvest of each diagnostic feature.

Keywords: soil assessment, soil fertility, fallow lands, mountain-depression relief

ДЕГРАДАЦИЯ,
ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.4

ВЛИЯНИЕ ТИПА ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ НА СВОЙСТВА ПОЧВ
И СТРУКТУРУ ЭКОСИСТЕМНЫХ ЗАПАСОВ УГЛЕРОДА
В СРЕДНЕТАЕЖНОЙ ПОДЗОНЕ КАРЕЛИИ

© 2021 г. И. А. Дубровина^а, *, Е. В. Мошкина^б, В. А. Сидорова^а, А. В. Туюнен^б, А. Ю. Карпечко^б,
Н. В. Генникова^б, М. В. Медведева^б, А. В. Мамай^б, О. В. Толстогузов^с, Л. М. Кулакова^с

^аИнститут биологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

^бИнститут леса КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

^сИнститут экономики КарНЦ РАН, пр. А. Невского, 50, Петрозаводск, 185030 Россия

*e-mail: vorgo@mail.ru

Поступила в редакцию 01.06.2020 г.

После доработки 20.04.2021 г.

Принята к публикации 27.04.2021 г.

Исследовано влияние типа землепользования на свойства легкосуглинистых подзолистых почв нормального увлажнения и экосистемные запасы углерода в среднетаежной подзоне Карелии. Проанализированы изменения в строении почвенных профилей, основные агрохимические и микробиологические показатели верхних горизонтов, запасы $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{мик}}$ почвы в метровом слое и структура углеродных пулов участков. Исследовали 110-летний ельник в качестве контроля, пашню, сенокос, а также молодой березняк 20 лет и средневозрастной ельник 65 лет естественного лесовозобновления на бывших сельскохозяйственных угодьях. На пашне почва уплотнена до 1.5 г/см^3 , имеет величину рН 5.2 и высокое содержание элементов питания. В почвах пашни и сенокоса содержание $C_{\text{орг}}$ находится в пределах 1.6–2.1%, $N_{\text{общ}}$ 0.2%. В лесных почвах зафиксировано уменьшение плотности до $1.1\text{--}0.9 \text{ г/см}^3$, величины рН до 4.0–3.2, ухудшение общего агрохимического фона при увеличении содержания $C_{\text{орг}}$ до 2.2–4.6%. Для почв пашни и спелого леса характерно пониженное содержание $C_{\text{мик}}$ (50–60 мг С/кг почвы). На участках сенокоса, молодого и средневозрастного лесов содержание $C_{\text{мик}}$ составляет около 250 мг С/кг почвы. Запасы $C_{\text{мик}}$ в метровом слое почвы максимальны на участке молодого леса и составляют 88.9 г С/м^2 , для пашни, сенокоса и средневозрастного леса запасы $C_{\text{мик}}$ находятся в пределах 52–61 г С/м², в спелом лесу 23.6 г С/м², при этом в лесной подстилке накапливается 14.5 г С/м^2 . Общие экосистемные запасы углерода максимальны на лесных участках и минимальны на сенокосе. Запасы $C_{\text{орг}}$ почвы в метровом слое пашни составляют 138 т С/га, на участках молодого и средневозрастного лесов уменьшаются до 101–91 т С/га, минимальны под спелым лесом и сенокосом и составляют 67–68 т С/га.

Ключевые слова: изменение землепользования, почвенные функции, запасы углерода, органический углерод почвы, углерод микробной биомассы, подзолистые почвы

DOI: 10.31857/S0032180X21110058

ВВЕДЕНИЕ

Почва является неотъемлемым компонентом наземных экосистем, она обуславливает развитие организмов и обеспечивает связь между большим геологическим и малым биологическим круговоротом веществ [47]. Количественно оценить многофункциональность почв позволяет концепция экосистемных услуг, которые обусловлены почвенными функциями [59, 74], охватывающими все аспекты почвенно-экологических, социальных и экономических услуг [51]. Как элемент биосферы почва выступает в качестве фильтра и буфера на пути миграции химических веществ в водоемы, регулирует газовый состав атмосферы. Населяющие

почву микроорганизмы активно преобразует верхнюю часть литосферы. Как элемент биогеоценоза, почва прежде всего является средой и местообитанием организмов, аккумулирует биофильные элементы питания, а также обладает функцией продуктивности [53, 66].

Способность почв предоставлять услуги определяется их свойствами и почвенными процессами, огромное влияние на которые оказывает практика использования земли и управления почвенными ресурсами. Известно, что система землепользования является одним из наиболее важных факторов, влияющих на ключевые свойства и экологические функции почв [69]. Поскольку деградация почвенных ресурсов ведет к общему нарушению эколо-

гического баланса биогеоценоза и ландшафта в целом, невозможно переоценить важность учета почвенных функций при смене землепользования [55]. Изменение режима землепользования оказывает влияние на растительный покров, количественные и качественные характеристики углеродного пула и состав микробных сообществ почв. Это в свою очередь влияет как на плодородие почв, так и на эмиссию углекислого газа в атмосферу. Основными факторами, влияющими на секвестрацию почвенного углерода при смене землепользования, считаются климатические условия местности, тип почв и растительности, схема обработки и удобрения почв, а также история участка [71, 81]. Считается, что основные потери углерода почвы происходят при переводе лесных угодий, лугов и пастбищ в пашню. Лесовозобновление на бывших сельскохозяйственных землях, напротив, предполагает накопление почвенного углерода [48, 56]. Несмотря на это мнение, многие исследователи сообщают о противоречивых последствиях облесения, когда лесовозобновление имеет недостоверный эффект или приводит к уменьшению запасов углерода почвы [60, 64, 72, 76].

Общие углеродные запасы экосистемы являются важной составляющей биогеохимического цикла углерода в биологическом круговороте веществ. В вопросе влияния смены землепользования на глобальный цикл углерода существует большая неопределенность. Считается, что изменения в землепользовании обеспечивают до 20% общих антропогенных выбросов CO_2 и являются важным чистым источником углекислого газа [65]. Региональные оценки углеродного баланса имеют значительные различия, поскольку зависят от ряда факторов природного и антропогенного характера, поэтому исследования по интегральной оценке структуры запасов углерода разных землепользований чрезвычайно актуальны [44, 58].

Углерод микробной биомассы является важной составляющей почвенного органического углерода. Микроорганизмы прямо и косвенно воздействуют на многие ферментативные, энергетические и биогеохимические процессы, происходящие в почве, влияют на разложение органического вещества и круговорот питательных элементов. Содержание микробного компонента служит индикатором трансформации и деградации почв [67, 75]. При смене режима землепользования значительные изменения претерпевают агрохимические и физико-химические свойства почвы, обеспечивающие функцию почвенной продуктивности [22, 39, 57].

Изменение характера землепользования зависит как от географических особенностей, так и экономического положения территории. В России в контексте смены землепользования в последнее десятилетие активно изучались процессы

гумусообразования при ослаблении и прекращении активного агротехнического воздействия и выведения пахотных угодий в залежь [5, 17, 34, 39]. Поскольку 2/3 залежных земель расположено в лесной зоне [26], то многочисленные исследования постагрогенных экосистем методом хронорядов проводились в зоне южной тайги [10, 32, 33, 38, 78]. Для подзоны средней тайги аналогичных исследований проведено гораздо меньше [21, 23]. Здесь основным трендом в изучении смены землепользования является выявление закономерностей изменения свойств почв в процессе естественного возобновления лесной растительности после рубки древостоя [8, 25]. В среднетаежной подзоне, являющейся границей активного земледелия, практически не проводилось комплексного анализа влияния разных типов землепользования на почвенные свойства и функции. В связи с глобальным изменением климата и проблемами обеспечения продовольственной безопасности, для развития северных регионов представляется актуальным изучение экологических последствий смены режимов землепользования.

Цель работы — изучение влияния разных типов землепользования на свойства и функции почв, а также структуру экосистемных запасов углерода. На генетически близких почвах среднетаежной подзоны европейской территории России исследованы изменения в строении почвенных профилей и основных агрохимических и микробиологических показателей. Рассчитаны запасы органического углерода и углерода микробной биомассы почвы в метровом слое, а также запасы углерода в подземной и надземной фитомассе, дербесе и подстилке для каждого типа землепользования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследование проводили на Агробиологической станции Карельского научного центра РАН и прилегающих к ней территориях ($61^{\circ}45' \text{ N}$, $34^{\circ}20' \text{ E}$) в пределах г. Петрозаводска (Южная Карелия). Климат региона умеренно-холодный, переходный от морского к континентальному. В южной части Карелии среднегодовая температура воздуха составляет 2°C при 650 мм осадков в год [1]. Естественная растительность относится к среднетаежной подзоне зеленомошных хвойных лесов. Почвообразование идет на четвертичных отложениях последнего оледенения. Рельеф района исследования представляет собой моренную холмистую равнину, почвообразующей породой является суглинистая морена разной степени завалунности. В почвенном покрове преобладают подзолистые почвы (Retisols) различного уровня антропогенной трансформации и гидроморфизма.

Объектами изучения явились 5 характерных для данной климатической зоны типов землепользова-

Таблица 1. Характеристика участков

| Тип землепользования | Растительность | Почва |
|---|--|---|
| Пашня, двухпольный севооборот, вспашка с отвалом пласта, внесение минеральных и зеленых удобрений | Картофель, злаково-бобовые травосмеси | Агрозем текстурно-дифференцированный типичный Umbric Retisol (Aric) |
| Сенокос, сенокосшение 2 раза в год, агротехнические мероприятия не проводятся | Луг злаково-разнотравный с преобладанием ежи сборной (<i>Dactylis glomerata</i> L.) и манжетки обыкновенной (<i>Alchemilla vulgaris</i> L.) | Агродерново-подзолистая типичная Umbric Retisol (Cutanic) |
| 20-летний лес, молодой древостой, II класс бонитета | Березняк злаково-разнотравный, в напочвенном покрове доминирует вейник лесной (<i>Calamagrostis arundinacea</i> (L.) Roth.) | Агродерново-подзолистая типичная Umbric Retisol (Cutanic) |
| 65-летний лес, средневозрастный древостой, II класс бонитета | Ельник кисличный, в напочвенном покрове преобладают кислица обыкновенная (<i>Oxalis acetosella</i> L.) и щитовник картузианский (<i>Dryopteris carthusiana</i> (Vill.) H.P. Fuchs) | Дерново-подзолистая постагрогенная Albic Retisol (Ochric) |
| 110-летний лес, спелый древостой, II класс бонитета | Ельник чернично-кисличный, в напочвенном покрове преобладают черника обыкновенная (<i>Vaccinium myrtillus</i> L.) и кислица обыкновенная (<i>Oxalis acetosella</i> L.) | Подзолистая типичная Albic Retisol |

ния как сельскохозяйственного, так и лесохозяйственного назначения (табл. 1). Участки выбраны на возвышенных элементах рельефа с легкосуглинистыми почвами нормального увлажнения. Агробиологическая станция основана в 1951 г., поэтому участки пашни и сенокоса находятся в длительном сельскохозяйственном использовании. До 1980-х годов сенокосный участок использовали под посевы многолетних трав, позже агротехнические мероприятия и подсев трав прекратили, и участок перешел в категорию старосеяного луга. Молодой и средневозрастный леса представляют собой участки естественного лесовозобновления на бывших сельскохозяйственных угодьях. Спелый лес произрастает на территории, прилегающей к Агробиологической станции, не испытывавшей значительной антропогенной нагрузки [31].

Отбор проб и анализ почв. На каждом участке был заложен почвенный разрез, проведено его морфологическое описание, определена классификационная принадлежность почв [45]. В генетических горизонтах была определена плотность сложения (ρ) весовым методом и отобраны образцы в трехкратной повторности для определения обменной кислотности, содержания органического углерода и углерода микробной биомассы. Для расчета запасов углерода в подстилках на участках 65- и 110-летнего леса в шестикратной повторности с каждого участка были отобраны

образцы подстилки. Для анализа вариабельности общих агрохимических свойств и микробиологической активности в верхних минеральных горизонтах почв на каждом участке из прикопок были отобраны образцы с глубины 5–15 см из верхнего горизонта. В почвенных образцах определяли обменную кислотность (pH_{KCl}) потенциометрически на иономере АНИОН 4100 “Инфраспак-Аналит”; содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) методом высокотемпературного каталитического сжигания на анализаторе TOC-L CPN “Shimadzu”; содержание общего азота ($\text{N}_{\text{общ}}$) по Кьельдалю на анализаторе азота “Buchi”; соотношение C/N; содержание подвижного фосфора (P_2O_5) со спектрофотометрическим окончанием на спектрофотометре UV-1800 “Shimadzu” и калия (K_2O) с атомно-эмиссионным окончанием на атомно-абсорбционном спектрофотометре AA-7000 “Shimadzu” по Кирсанову; сумму обменных оснований (S) по Каппену-Гильковицу [40].

Определение дыхательной активности почв и содержания в ней микробной биомассы проводили согласно рекомендациям [9, 20]. Содержание углерода микробной биомассы ($\text{C}_{\text{микр}}$) определено методом субстрат-индуцированного дыхания (СИД), которое оценивали по скорости начального максимального дыхания микроорганизмов после обогащения почвы глюкозой и инкубации в течение 1.5–2 ч при температуре 22°C. Изменение concentra-

ции CO₂ регистрировали газоанализатором на основе NDIR-сенсора “SenseAir”.

Величину СИД рассчитывали по формуле:

$$\text{СИД} = dC \times 12V_{\text{флак}} \times 1000 / m \times 22.4t \times 100,$$

где СИД – субстрат-индуцированное дыхание, мкг С/г субстрата/час; dC – изменение концентрации CO₂ с учетом нулевого значения, объемные %; $V_{\text{флак}}$ – объем флакона, мл; t – время инкубации, ч; m – масса абсолютно сухой почвы, г.

Углерод микробной биомассы рассчитывали по формуле:

$$C_{\text{мик}} = \text{СИД} \times 40.04 + 0.37 [49],$$

где $C_{\text{мик}}$ – углерод микробной биомассы, мкг С/г почвы; СИД – субстрат-индуцированное дыхание, мкг С–CO₂/г почвы в час.

Для верхних горизонтов почв определяли параметры экофизиологического статуса микробного сообщества – соотношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ и микробный метаболический коэффициент QR , который рассчитывали как отношение БД/СИД.

Запасы углерода в почве рассчитывали для каждого генетического горизонта, затем суммировали. Запасы углерода в слое определяли по общей формуле:

$$Q = C \times h \times \rho,$$

где Q – запас углерода, т С/га (г/м²); C – содержание углерода, %; h – мощность горизонта, см; ρ – плотность сложения, г/см³.

Анализ растительности. Для оценки основных экосистемных пулов углерода на исследуемых участках руководствовались рекомендациями, разработанными для лесных экосистем [63], но также учитывали фитомассу напочвенной растительности. Определяли 5 основных пулов углерода: надземную фитомассу (древостой и напочвенный покров); подземную фитомассу; дубрис – сухостой и валеж; лесную подстилку; углерод почвы в слое 0–100 см. Геоботаническое описание растительности проводили на площадках 20 × 20 м². Возраст древостоя определяли с использованием бурава Пресслера. Для расчета запасов фитомассы сельхозугодий использовали средние многолетние данные Федеральной службы государственной статистики по урожайности картофеля и луговых трав. Для расчета запасов фитомассы напочвенного покрова на лесных участках использовали данные для аналогичных сообществ среднетаежной подзоны [15, 24]. Запас фитомассы древостоя рассчитывали на основании таксационных измерений по ОСТ 56-69-83 и показателей плотности древесины [30]. Затем данные по общей фитомассе распределялись по отдельным фракциям [15, 16]. Запас углерода в древесных остатках рассчитывали согласно [41]. При пересчете запасов фитомассы в запасы углерода использо-

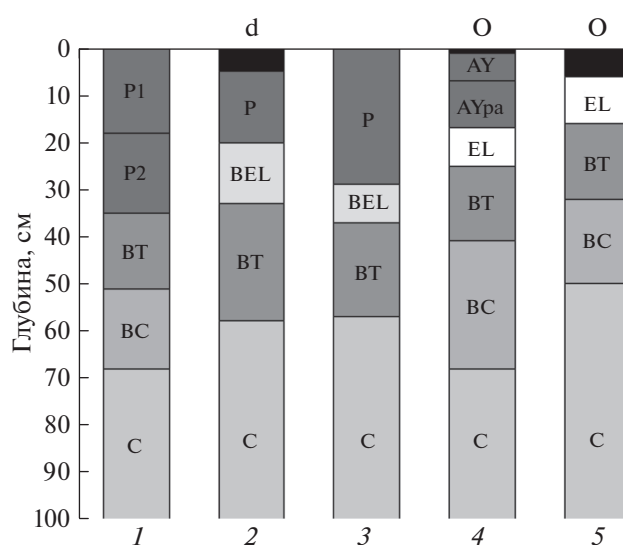


Рис. 1. Схематическое строение почвенных профилей. Обозначения здесь и далее: 1 – пашня; 2 – сенокос; 3 – 20-летний лес; 4 – 65-летний лес; 5 – 110-летний лес.

вали коэффициент 0.5 для древесных фракций и хвои, 0.45 – для листьев и трав [42].

Статистическая обработка. Для анализа различий средних значений в исследованных показателях применяли однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA) с апостериорным анализом по критерию Тьюки при уровне значимости $p \leq 0.05$. В таблицах и диаграммах приведены средние значения \pm ошибка среднего, значимые различия обозначены разными буквами. Статистическую обработку данных проводили в программах Microsoft Excel и PAST Statistics.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфология профиля. Исследованные почвы сформированы на суглинистой морене и характеризуются сходным гранулометрическим составом, это крупно-пылеватые и пылевато-песчаные легкие суглинки [31], что предполагает их генетическую однородность (рис. 1). На пашне почва диагностирована как агрозем текстурно-дифференцированный типичный (Umbric Retisol (Aric)). Верхняя часть профиля представлена мощным агрогумусовым горизонтом 35 см, подразделяющимся на два подгоризонта по плотности. Далее идет текстурный горизонт, постепенно переходящий в породу. Элювиальный и субэлювиальный горизонты отсутствуют. Почвы под сенокосом и лесом 20 лет имеют принципиально сходное строение и диагностированы как агродерново-подзолистые типичные (Umbric Retisol (Cutanic)). Для них характерен агрогумусовый горизонт, в нижней части которого наблюдается зона деградации

VEL небольшой мощности в виде комбинации осветленного бесструктурного материала и более плотных фрагментов с ореховатой структурой. Глубже расположен текстурный горизонт, резко переходящий в породу. Четко выраженный элювиальный горизонт отсутствует. Для почвы под сенокосом характерен агрогумусовый горизонт небольшой мощности до 15 см, в верхней части которого сформирована дернина. Почва под лесом 20 лет, напротив, имеет хорошо развитый гомогенный агрогумусовый горизонт без признаков дифференциации, травянистая дернина и лесная подстилка отсутствуют. Под 65-летним лесом почва по морфологическому строению близка к естественным зональным почвам, имеет отчетливо выраженный элювиальный горизонт небольшой мощности, который в отсутствие субэлювиального переходит в текстурный горизонт, плавно переходящий в породу. Серогумусовый горизонт мощностью 16 см в нижней части осветлен и менее оструктурен. Это позволяет выделить два субгоризонта и является признаком постагрогенной трансформации. Над серогумусовым горизонтом залегает маломощная лесная подстилка в начальной стадии формирования мощностью в среднем 1 см. Почва диагностирована как дерново-подзолистая постагрогенная (Albic Retisol (Ochric)). Под спелым 110-летним лесом развита типичная подзолистая почва (Albic Retisol) с характерной текстурной дифференциацией профиля и отсутствием гумусово-аккумулятивного горизонта. Элювиальный горизонт мощностью 10 см имеет ясный переход к текстурному по плотности и цвету, субэлювиальный горизонт отсутствует. Непосредственно над элювиальным горизонтом залегает хорошо развитая лесная подстилка мощностью в среднем 6 см.

Агрофизические и агрохимические показатели почв. Плотность сложения почв значительно изменяется как по глубине, так и в зависимости от участка (рис. 2). Максимальные значения плотности характерны для пашни и достигают 1.5 г/см^3 в верхней части агрогумусового горизонта. На участке сенокоса и в лесных почвах плотность верхних горизонтов уменьшается и составляет в среднем 1.0 г/см^3 . Максимальная плотность почв на всех участках приурочена к текстурным горизонтам и достигает 1.8 г/см^3 на пашне, несколько уменьшаясь на участках сенокоса и молодого леса (1.7 г/см^3) и в 65- и 110-летнем лесах ($1.5\text{--}1.6 \text{ г/см}^3$). Величина обменной кислотности минимальна на пашне и имеет значения от 5.3 ед. рН в верхних горизонтах до 4.5 в породе. На участке сенокоса показатели рН меньше и составляют 4.4–4.1 ед. рН. В почве пашни и сенокоса рН в профиле равномерно уменьшается с глубиной. На участках под лесной растительностью значения рН в верхних горизонтах (5–15 см) уменьшают-

ся от молодого (рН 4.0) к спелому лесу (рН 3.2). При этом в лесах величина рН максимальна в текстурных горизонтах и достигает значений 4.2–4.7.

Распределение органического углерода в профиле имеет равномерно-аккумулятивный тип на пашне и регрессивно-аккумулятивный на остальных участках (рис. 2). Содержание углерода в верхних горизонтах (до 20 см) возрастает от почв пашни и сенокоса (1.6–2%) к участкам молодого и средневозрастного лесов (3–5%). Под лесом 110 лет содержание углерода в горизонте EL составляет около 2%, что близко по значению к почвам пашни и сенокоса. На участках сенокоса и леса 20 лет четко выражен элювиальный минимум, когда возросшее содержание углерода в агрогумусовом горизонте резко убывает в горизонте VEL. В почвах 65- и 110-летнего леса кривые распределения углерода более сглаженные за счет несколько повышенного его содержания в горизонтах EL и VT. Содержание органического углерода в верхних горизонтах растет в ряду почв от пашни (1.56%) к средневозрастному лесу (4.56%) (табл. 2). Содержание общего азота минимально в почве спелого леса (0.09%) и максимально на участках молодого и средневозрастного лесов (0.26–0.29%). Для почв пашни и сенокоса характерны средние значения показателя – 0.19%. Соотношение C/N узкое в почвах пашни и сенокоса (9.6–12.9), оно несколько возрастает на участках 20- и 65-летнего леса (14.1–18.7). Максимально широкое соотношение зафиксировано в спелом лесу – 27.1.

Содержание доступного фосфора максимально на пашне (306.3 мг/кг) и на участке молодого леса (103 мг/кг). Значительное уменьшение содержания фосфора наблюдается в почве сенокоса (46.8 мг/кг) и средневозрастного леса (14 мг/кг), минимальное количество фосфора в почве отмечено на участке спелого леса – 3.5 мг/кг. Содержание доступного калия также максимально на пашне (59.3 мг/кг), а минимально в 110-летнем лесу (13.3 мг/кг). Для участков сенокоса, 20- и 65-летнего леса различия в содержании калия недостоверны и значения достаточно близки (39.8–44.5 мг/кг). Содержание суммы обменных оснований незначительно падает в ряду почв от пашни (6.38 смоль(экв)/кг) к молодому лесу (4.69 смоль(экв)/кг). Для почв 65- и 110-летнего леса характерны очень низкие значения суммы обменных оснований (0.64–0.26 смоль(экв)/кг).

Микробиологические показатели почв. Углерод микробной биомассы имеет тенденцию изменения, аналогичную изменению содержания общего углерода во всех изученных почвах кроме почвы под сенокосом (рис. 2). Самое низкое содержание $C_{\text{мик}}$ в верхних горизонтах почв зафиксировано на пашне (59.2 мг С/кг) и в спелом лесу (49.5 мг С/кг). Для участков сенокоса, 20- и 65-летнего леса значения показателя $C_{\text{мик}}$ близки, составляют 246.3–

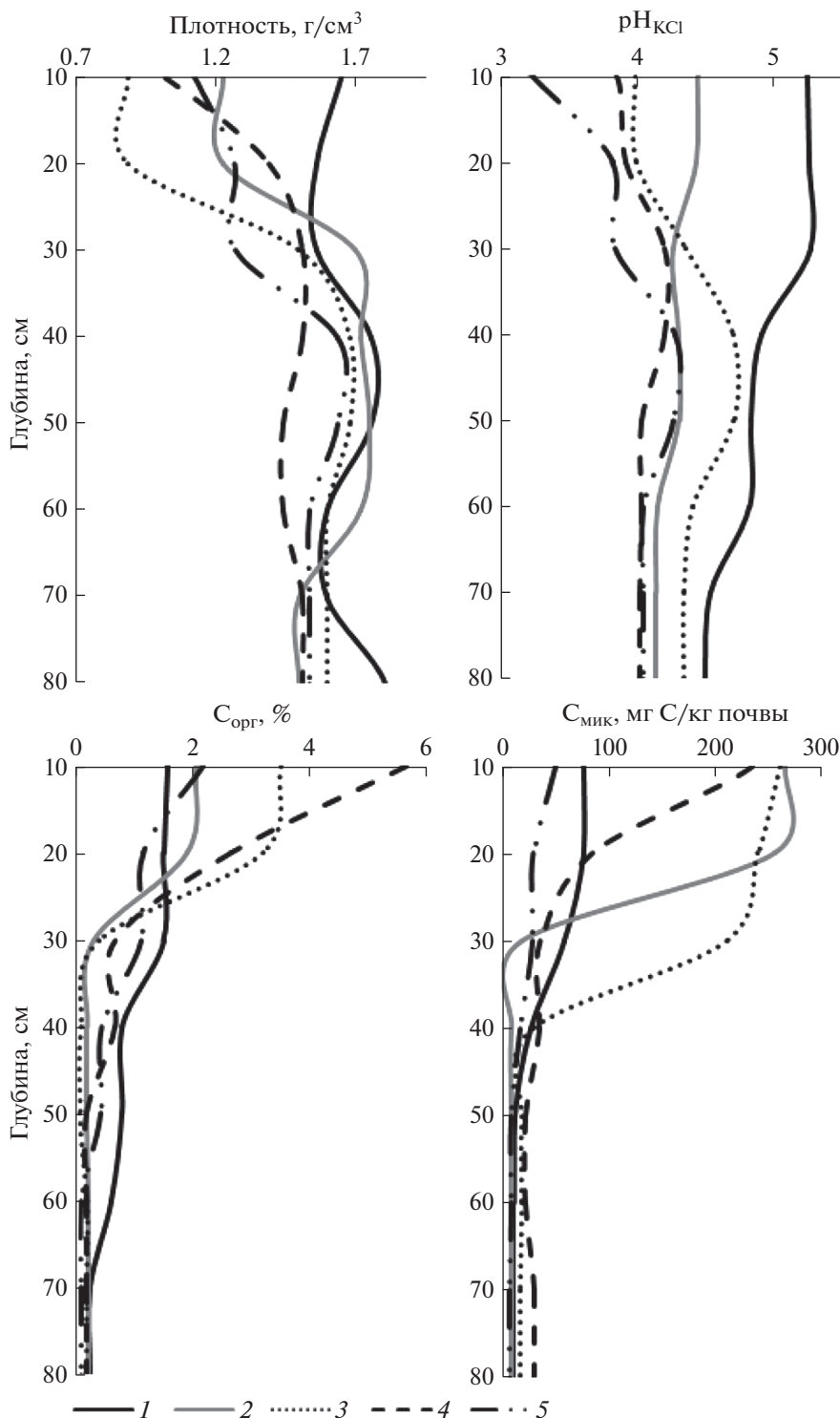


Рис. 2. Изменение почвенных свойств по профилю (среднее, $n = 3$).

258.5 мг С/кг и достоверно не различаются (табл. 2). Доля $C_{\text{мик}}$ в общем $C_{\text{орг}}$ минимальна в почве леса 110 лет (0.23%), несколько больше на пашне (0.38%), значительно возрастает в почвах 65- и 20-летнего леса (0.62–0.81%) и максимальна на

участке сенокоса (1.26%). Микробный метаболический коэффициент QR максимален на участках спелого леса (0.86) и пашни (0.68). На остальных землепользованиях значения показателя близки и составляют 0.45–0.54.

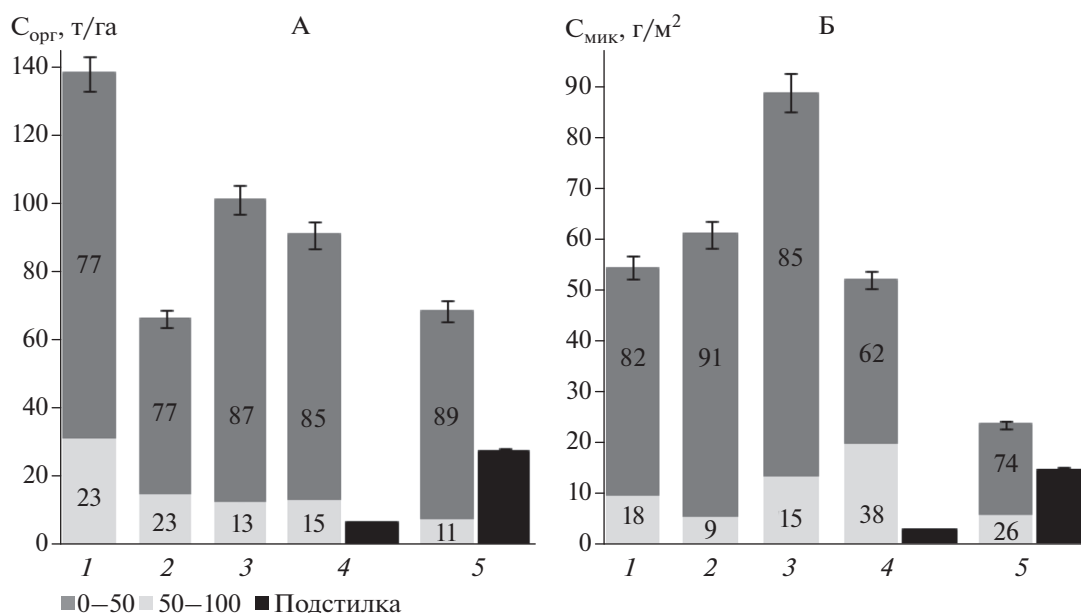


Рис. 3. Вклад разных слоев (%) и общие запасы органического углерода (А) и углерода микробной биомассы (Б) в почве ($n = 3$) и подстилке ($n = 6$).

Анализ структуры запасов углерода землепользований. Несмотря на то, что в почве пашни отмечено наименьшее содержание органического углерода в верхнем горизонте, запасы $C_{орг}$ на данном участке максимальны и составляют 138 т С/га (рис. 3, А). В ряду молодой – средневозрастной – спелый лес запасы углерода в слое 0–100 см уменьшаются с 101.2 до 68.4 т С/га. Минимальное

значение запасов $C_{орг}$ почвы зафиксировано на участке сенокоса – 66.5 т С/га. Вклад верхних 50 см почвы в запасы углерода на пашне и сенокосе составляет 77%. На лесных участках в слое почвы 0–50 см сосредоточено до 85–89% органического углерода. Запасы $C_{орг}$ в подстилке возрастают более чем в 4 раза – с 6.5 т/га в средневозрастном лесу до 27.2 т/га в спелом лесу. Так, в процентном со-

Таблица 2. Показатели почвенного плодородия и микробиологической активности в верхних минеральных горизонтах почв ($n = 6$)

| Показатель | Пашня | Сенокос | Лес | | |
|--|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | | | 20 лет | 65 лет | 110 лет |
| Горизонт | Р | Р | Р | АУ | ЕЛ |
| Глубина, см | 5–15 | 5–15 | 5–15 | 5–15 | 6–16 |
| ρ , г/см ³ | 1.52 ± 0.04a | 1.17 ± 0.03b | 0.94 ± 0.04c | 0.98 ± 0.03cd | 1.13 ± 0.05bd |
| pH _{KCl} | 5.17 ± 0.06a | 4.32 ± 0.05b | 4.05 ± 0.06c | 3.67 ± 0.08d | 3.23 ± 0.01e |
| P ₂ O ₅ , мг/кг | 306.3 ± 20.3a | 46.8 ± 5.4b | 103.0 ± 4.0c | 14.0 ± 1.2bd | 3.5 ± 0.0d |
| K ₂ O, мг/кг | 59.3 ± 2.2a | 41.0 ± 2.4b | 44.5 ± 4.5ab | 39.8 ± 6.5b | 13.3 ± 0.5c |
| S, смоль(экв)/кг | 6.38 ± 0.65a | 6.00 ± 0.41ab | 4.69 ± 0.68b | 0.64 ± 0.12c | 0.26 ± 0.21c |
| C _{орг} , % | 1.56 ± 0.05a | 2.07 ± 0.08ab | 3.08 ± 0.18b | 4.56 ± 0.48c | 2.16 ± 0.02ab |
| N _{общ} , % | 0.19 ± 0.01a | 0.19 ± 0.01a | 0.26 ± 0.01b | 0.29 ± 0.03b | 0.09 ± 0.01c |
| C/N | 9.6 ± 0.23a | 12.9 ± 0.31b | 14.1 ± 0.27c | 18.7 ± 0.16d | 27.1 ± 0.66e |
| C _{мик} , мг С/кг | 59.2 ± 5.3a | 258.5 ± 6.7b | 254.1 ± 16.0b | 246.3 ± 18.7b | 49.5 ± 1.3a |
| C _{мик} /C _{орг} , % | 0.38 ± 0.03a | 1.26 ± 0.02b | 0.81 ± 0.02c | 0.62 ± 0.09c | 0.23 ± 0.01a |
| QR | 0.68 ± 0.04ac | 0.45 ± 0.05b | 0.51 ± 0.09ab | 0.54 ± 0.05ab | 0.86 ± 0.01c |

отношении к запасам углерода почвы, запасы $C_{\text{орг}}$ в подстилке составляют 7% на участке леса 65 лет и 40% в лесу 110 лет. Если проанализировать сумму запасов органического углерода почвы в слое 0–100 см и подстилки (там где она есть), то общие запасы $C_{\text{орг}}$ этих двух пулов близки по значению для всех лесных землепользований и составляют в среднем 98 т/га.

Структура запасов $C_{\text{мик}}$ в почве и лесной подстилке заметно отличается от структуры запасов $C_{\text{орг}}$ в данных пулах (рис. 3, Б). Запасы $C_{\text{мик}}$ в слое почвы 0–100 см максимальны на участке молодого леса и составляют 88.9 г С/м². Запасы $C_{\text{мик}}$ убывают в ряду почв сенокос – пашня – 65-летний лес от 61 до 52 г С/м². Минимальные значения содержания углерода микробной биомассы отмечены на участке спелого леса – 23.6 г С/м². Значительная часть запасов $C_{\text{мик}}$ сконцентрирована в верхней части профиля почв. Максимальная доля запасов $C_{\text{мик}}$ в слое 0–50 см характерна для почв пашни, сенокоса и молодого леса – от 82 до 91%. В средневозрастном и спелом лесах вклад верхних 50 см почвы в запасы $C_{\text{мик}}$ меньше и составляет 62 и 74%. Запасы $C_{\text{мик}}$ в лесных подстилках изменяются пропорционально запасам $C_{\text{орг}}$ и возрастают с 3.1 г С/м² в средневозрастном лесу до 14.5 г С/м² в спелом лесу. В процентном соотношении к запасам углерода микробной биомассы почвы, запасы $C_{\text{мик}}$ в подстилках составляют 6% на участке 65-летнего леса и 61% в 110-летнем лесу. Несмотря на значительный вклад подстилки в запасы $C_{\text{мик}}$ на участке спелого леса, суммарные запасы $C_{\text{мик}}$ почвы и подстилки на данном участке низкое – 38.1 г С/м². На участке средневозрастного леса запасы $C_{\text{мик}}$ в этих двух пулах составляют 55.2 г С/м².

Запасы углерода в фитомассе напочвенной растительности максимальны на участках сенокоса и молодого леса и составляют 9.3 и 7.7 т С/га (рис. 4, А). Данный показатель значительно уменьшается на участке спелого леса (3.6 т С/га), пашни (2.5 т С/га) и средневозрастного леса (2.2 т С/га). Доля углерода в подземной и надземной фитомассе напочвенного покрова на участке 20-летнего леса составляет 91%, на сенокосе и пашне она сокращается до 62 и 56%. В 65- и 110-летнем лесу в напочвенном покрове доля углерода надземной фитомассы больше и составляет 68 и 69% соответственно. Для лесных участков характерна линейная зависимость запасов углерода древесной растительности от возраста древостоя (рис. 4, Б). Запасы углерода в древесной фитомассе возрастают от 52.5 т С/га в 20-летнем лесу до 100 т С/га в 65-летнем лесу и составляют 159.5 т С/га в 110-летнем лесу. Последовательный рост запасов углерода древесной растительности происходит в основном за счет надземной фитомассы, доля которой

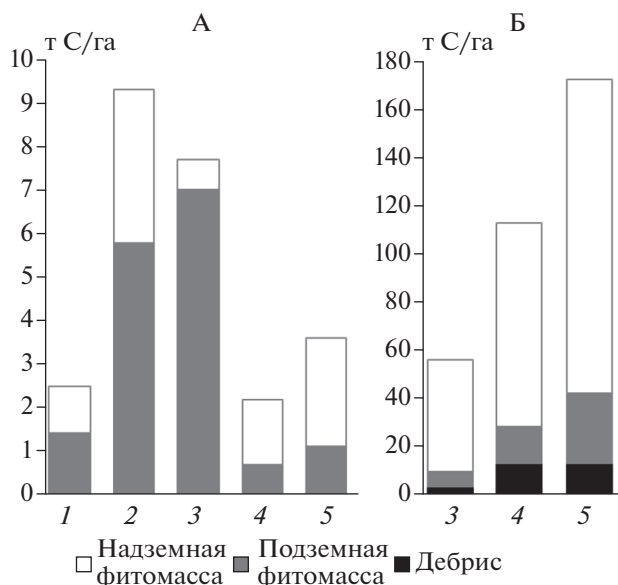


Рис. 4. Структура запасов углерода фитомассы напочвенной (А) и древесной (Б) растительности.

составляет 88% в молодом лесу и 84–81% в средневозрастном и спелом лесах. Запасы углерода в дебрисе возрастают от 3.4 т С/га в 20-летнем лесу до почти 13 т С/га на остальных участках. Доля углерода мертвых органических остатков от углерода фитомассы древостоя составляет 7–13%.

Общие экосистемные запасы углерода (табл. 3) максимальны на лесных участках и возрастают от 164.8 т С/га в молодом лесу до 271.5 т С/га в спелом лесу. На участке сенокоса зафиксирован наименьший общий запас углерода – 75.8 т С/га, что почти в 2 раза меньше, чем на пашне. В исследуемом ряду землепользований соотношение углерода почвы к суммарным запасам углерода всех пулов участка последовательно уменьшается. На пашне запасы углерода почвы составляют 98%, на сенокосе – 88%, в молодом лесу – 61%, в 65-летнем лесу – 43%, и наконец, в 110-летнем лесу – 25%. Если на сельскохозяйственных угодьях превалирующим пулом углерода выступает $C_{\text{орг}}$ почвы, то в зрелых лесных экосистемах 50–60% запасов углерода приходится на растительную фитомассу. Молодой лес занимает некоторое промежуточное положение, где на долю растительности приходится 37% от суммарных запасов углерода всех пулов участка. При этом доля подземной фитомассы на участках сенокос – спелый лес примерно одинакова и составляет 8–11% от общих запасов углерода. В лесных землепользованиях последовательно возрастает доля углерода мертвого органического вещества, сосредоточенного в дебрисе и подстилке. Так, если в 20-летнем лесу на него приходится лишь 2% от общих запасов углерода, то в 65-летнем – 9, а в 110-летнем – 15%.

Таблица 3. Общие экосистемные запасы углерода (т С/га – над чертой) и доля каждого пула (% – под чертой)

| Пул | Пашня | Сенокос | Лес | | |
|---------------------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|
| | | | 20 лет | 65 лет | 110 лет |
| Наземная фитомасса | 1.1/1 | 3.5/4 | 46.9/29 | 85.9/40 | 132.3/49 |
| Подземная фитомасса | 1.4/1 | 5.8/8 | 13.3/8 | 16.3/8 | 30.8/11 |
| Дебрис | 0 | 0 | 3.4/2 | 12.9/6 | 12.8/5 |
| Подстилка | 0 | 0 | 0 | 6.5/3 | 27.2/10 |
| Почва, 0–100 см | 138.0/98 | 66.5/88 | 101.2/61 | 90.9/43 | 68.4/25 |
| Сумма | 140.5/100 | 75.8/100 | 164.8/100 | 212.5/100 | 271.5/100 |

ОБСУЖДЕНИЕ

Почвы исследованных участков имеют различную степень агрогенной трансформации профиля, что влияет на их морфологическое строение, которое значительно отличается от естественной почвы (контроля) под спелым лесом. В изученном ряду почвообразованием охвачены лишь верхние 50–70 см, почвы имеют укороченный профиль, что типично для условий Карелии [43]. На пашне почва характеризуется предельной стадией агрогенной трансформации и утрачивает диагностические признаки, типичные для текстурно-дифференцированных почв, что позволяет выделить ее в отдел агроземов. На участках сенокоса и молодого леса происходит частичная постагрогенная трансформация профиля почв, в верхней части их текстурных горизонтов наблюдается возобновление элювиально-иллювиального процесса в виде зоны деградации горизонта ВЕL. При исследовании залежной сукцессии в южной тайге часто отмечается дифференциация верхнего гумусового горизонта в залежах 15–20 лет [5, 17, 38]. На изученных участках вспашка была прекращена около 30–40 лет назад, при этом морфологически агрогумусовые горизонты не претерпели значительных изменений и визуально сохраняют свою гомогенность [2]. Лишь на участке 65-летнего леса серогумусовый горизонт подразделяется на 2 подгоризонта, а старопашотный горизонт имеет волнистую нижнюю границу. Следует отметить, что полноценные элювиальные горизонты сформированы только на участках с зональной растительностью, для них характерна четкая текстурная дифференциация при отсутствии переходного горизонта. Возможно, что в условиях среднетаежной подзоны морфологическое строение профиля агрогенно-нарушенных почв восстанавливается медленнее, чем в условиях южной тайги.

Изменение почвенных свойств с глубиной характеризует как агрогенное влияние на почвенный профиль, так и зональные особенности почв. Так, общая повышенная плотность текстурных горизонтов, низкие значения рН под лесной рас-

тительностью, а также выраженный элювиальный минимум углерода в профиле отражают генетические особенности текстурно-дифференцированных почв. На пашне почва характеризуется наибольшими показателями плотности и общим высоким уровнем рН в профиле, что типично для сельскохозяйственных почв подзолистого ряда [21, 22, 39]. Агрогенное влияние отражается также на содержании $C_{орг}$ и типе распределения углерода по профилю. Отмечено значительное снижение содержания $C_{орг}$ в верхней части профиля пашни и более равномерное распределение его по глубине. Наибольшее количество $C_{мик}$ содержится в верхних органогенных горизонтах почв всех исследованных участков, содержание $C_{мик}$ имеет тесную взаимосвязь с $C_{орг}$ почвы [4, 79]. В целом для лесных почв и сенокоса отмечена более сильная дифференциация профиля по содержанию $C_{мик}$, по сравнению с пашней. В почвах всех категорий землепользования содержание $C_{мик}$ глубже 50 см существенно уменьшается и имеет близкие значения. Под сенокосным лугом значительно сокращается мощность горизонта Р, нарастает элювиальный процесс [46] и по своим свойствам почва занимает промежуточное положение между пашней и лесом. В почвах лесных участков в целом уменьшается плотность, особенно значительно в гумусовых горизонтах, что сопряжено с растущим уровнем содержания углерода в верхних горизонтах почвы под лесной растительностью [34, 73]. Кислотность под лесными фитоценозами, напротив, растет. Считается, что смена растительности, кислая лесная подстилка и изменение состава гумуса играют ведущую роль в этом процессе [7, 39].

Наиболее заметное влияние смена землепользования оказывает на свойства верхних минеральных почвенных горизонтов. Почва под спелым лесом имеет самые низкие показатели рН, суммы обменных оснований, содержания подвижных фосфора и калия, а также общего азота в горизонте ЕL (табл. 2). Как известно, сельскохозяйственное освоение подзолистых почв ведет

к значительному улучшению их агрохимического статуса [11, 12, 29], а, следовательно, функций продуктивности и депо элементов питания. По совокупности основных агрохимических показателей почву пашни можно охарактеризовать как сильноокультуренную, несмотря на экстенсивное использование. При длительном сенокосном использовании происходит повышение кислотности горизонта Р и некоторое уменьшение содержания обменных оснований, при этом содержание азота не меняется, а увеличение содержания $C_{\text{орг}}$ статистически недостоверно. В ряду пашня – 65-летний лес содержание калия достаточно ровное, по-видимому, оно больше обусловлено минералогическим составом пород, чем агрогенным влиянием. Для содержания фосфора отмечен значительный разброс значений и низкое содержание в почвах под зональной растительностью, поскольку доступность данного элемента зависит как от остаточного фосфора удобрений, так и от кислотности почв [18, 27]. На участках пашни и сенокоса зафиксировано соотношение C/N , характерное для сельскохозяйственных дерново-подзолистых почв севера Европы [37]. В лесных почвах соотношение C/N увеличивается от молодого к спелому лесу, отражая возрастающее поступление органического вещества при уменьшении скорости его минерализации. В целом для лесных почв характерно ухудшение агрохимических свойств и функций продуктивности и депо элементов питания по сравнению с почвами сельскохозяйственных угодий [52].

Для почв изученного ряда отмечено изначально высокое содержание углерода. Содержание $C_{\text{орг}}$ в горизонте ЕL спелого леса составляет около 2%, близкие значения получены для горизонтов Р на участках пашни и сенокоса. Увеличение содержания $C_{\text{орг}}$ и азота в верхних горизонтах отмечено на участках 20- и 65-летних лесов. Также для этих участков и сенокоса характерны наибольшие показатели $C_{\text{мик}}$, возрастающие при восстановительной сукцессии под лесной растительностью [10]. На пашне содержание $C_{\text{мик}}$ в верхнем горизонте низкое, как и в целом по профилю, что типично для нарушенных экосистем [13, 35, 82]. Минимальные значения содержания $C_{\text{мик}}$ получены для спелого леса, что типично для элювиальных горизонтов по сравнению с органогенными [36]. Доля углерода микробной биомассы в общем содержании органического углерода почвы $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ является важным экологическим показателем, характеризующим состояние микробного сообщества и степень зрелости экосистемы [62, 68]. Для почв 20- и 65-летних лесов и особенно сенокоса установлено более высокое соотношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ в органогенных горизонтах и увеличение доли микробного углерода в общем углероде верхних горизонтов. Следовательно, трансформа-

ционная функция почв на данных участках повышена по сравнению с пашней и спелым лесом. Микробный метаболический коэффициент QR показывает физиологический статус микробного сообщества, он чувствителен к нарушениям в почве. Обычно QR увеличивается в верхних горизонтах пахотных и нарушенных почв по сравнению с естественными почвами [50, 68], что также отмечено в нашем исследовании. В целом близкие к 1 значения QR характерны для зоны дерново-подзолистых почв [20], для всех исследованных участков функционирование микробсообществ можно считать сбалансированным.

По запасам органического углерода в метровом слое почва пашни превосходит почву под спелым лесом в 2 раза (рис. 3, А). Многие исследователи отмечают рост запасов углерода почвы при восстановительной сукцессии лесной растительности [5, 26, 33]. Однако встречаются работы, отмечающие уменьшение запасов углерода в почвах при лесовосстановлении по сравнению с сельскохозяйственными угодьями [23, 32, 60, 64]. Такие данные зачастую получают для почв, сформированных под хвойной растительностью [52, 61], где возрастает количество трудноразлагаемого опада по сравнению с легкоразлагаемыми травянистыми растительными остатками и органическими удобрениями на пашне [70, 77]. Несмотря на увеличение содержания $C_{\text{орг}}$ в верхних горизонтах лесных почв, общие запасы углерода в них могут сокращаться. В целом смена землепользования может оказывать существенное влияние на запасы углерода в верхней части почвенного профиля, а в более глубоких слоях запасы $C_{\text{орг}}$ остаются неизменными [54, 80]. В нашем случае большие запасы углерода в почве пашни обеспечены за счет повышенной плотности и равномерного распределения $C_{\text{орг}}$ в профиле почвы. В лесных почвах уменьшаются как общие запасы углерода, так и вклад слоя 50–100 см, $C_{\text{орг}}$ концентрируется в верхней части почвенного профиля. Значительный вклад в запасы углерода зрелых лесов вносит $C_{\text{орг}}$ подстилки. Для сенокосного участка получены самые низкие запасы углерода (66.5 т С/га), несколько больше запасы $C_{\text{орг}}$ под спелым лесом (68.4 т С/га). Считается, что для каждого типа почв характерно свое стационарное состояние и запас углерода, в зависимости от природной зоны. Так, для суглинистых почв южной тайги запас углерода почвы в стационарном состоянии составляет около 70 т С/га [33]. По-видимому, запасы углерода почвы стремятся к стационарному состоянию под растительными сообществами, близкими к своему экологическому оптимуму не только под зональной растительностью (в нашем случае вторичный ельник чернично-кисличный в субклимаксной стадии сукцессии), но и под полуприродной системой,

каковой является суходольный луг в климаксовой стадии сукцессии [14].

Максимальные запасы углерода микробной биомассы получены для почвы в 20-летнем лесу (рис. 3, Б). Участкам сенокоса и молодого леса, соответствуют максимальные запасы углерода, сосредоточенного в фитомассе напочвенной растительности, особенно подземной ее части (рис. 4, А). Количество и качество поступающего на почву опада определяет интенсивность микробиологической активности и качества микробного сообщества данных землепользований [5, 78]. Запасы $C_{\text{мик}}$ в слое 0–100 см в почвах пашни, сенокоса и средневозрастного леса имеют близкие значения, а минимальные значения запасов $C_{\text{мик}}$ отмечены в почве спелого леса. На участках 65- и 110-летнего леса в напочвенном покрове преобладают кустарнички, и увеличивается доля трудногидролизуемого опада из надземной фитомассы. Для почвы спелого ельника в целом характерны низкие параметры микробиологической активности, а основной пул $C_{\text{мик}}$ приурочен к лесной подстилке (рис. 3, Б). Вклад верхних 50 см в запасы $C_{\text{мик}}$ в почвах сельхозугодий и молодого леса достаточно высокий (82–91%). В почвах средневозрастного и спелого лесов в отличие от $C_{\text{орг}}$ возрастает вклад слоя 50–100 см в запасы $C_{\text{мик}}$.

Общие экосистемные запасы углерода, складывающиеся из пяти пулов, имеют структуру характерную для таежной зоны [33, 44]. Запас углерода максимален в лесных экосистемах, где наибольшая скорость накопления углерода приходится на время активного формирования древесного яруса [19] и составляет 165–272 т С/га. Древесная растительность лесных участков характеризуется высокой продуктивностью и классом бонитета [28], что обусловлено более благоприятными для лесовозобновления почвенными свойствами бывших сельхозугодий [3, 6]. В зрелых лесах 50–60% углерода участка приходится на растительную фитомассу (табл. 3). В целом зрелые лесные экосистемы обладают максимальной функцией секвестрации углерода за счет надземной биомассы. Доля связанных с фитомассой пулов мертвого органического вещества дебриса и подстилки возрастает с 2% в молодом до 15% в спелом лесу. В молодом лесу доля почвенного углерода достаточно велика и составляет 61% от общего баланса, под зональной растительностью доля $C_{\text{орг}}$ почвы уменьшается и составляет 43–25%. Доля почвенного углерода для сельскохозяйственных угодий типично высока [33], $C_{\text{орг}}$ почвы составляет 88% от общего баланса углерода на сенокосе и 98% на пашне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В среднетаежной подзоне Карелии на легкосуглинистых почвах нормального увлажнения сме-

на землепользования приводит к значительным изменениям морфологического строения почвенного профиля, агрохимических и микробиологических свойств почв, запасов углерода почвы и экосистемы в целом. Почвы исследованных участков характеризуются различной степенью агрогенной и постагрогенной трансформации по сравнению с типичной подзолистой почвой под спелым лесом. На пашне отмечена максимальная степень трансформации профиля, который утрачивает диагностические признаки, типичные для текстурно-дифференцированных почв. Под средневозрастным лесом почва по морфологическому строению близка к естественным зональным почвам и имеет отчетливо выраженный элювиальный горизонт. Наиболее заметное влияние смена землепользования оказывает на свойства верхних минеральных почвенных горизонтов. Для пашни характерна наибольшая степень уплотнения почвы, пониженная кислотность и высокое содержание доступного фосфора, калия и суммы обменных оснований. В почве сенокоса отмечено некоторое ухудшение агрохимических свойств, уменьшение плотности и увеличение кислотности. В целом для сельскохозяйственных землепользований отмечен наиболее высокий уровень функции продуктивности и депо элементов питания. На лесных участках значительно увеличивается кислотность, уменьшается плотность и ухудшаются агрохимические свойства, особенно в почве спелого леса. По показателям экофизиологического статуса $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ и QR функционирование микробных сообществ на всех исследованных участках можно считать сбалансированным. Для почв пашни и спелого леса характерно пониженное содержание углерода микробной биомассы, а на участках сенокоса, молодого и средневозрастного лесов зафиксирован максимальный уровень $C_{\text{мик}}$ и факторов микробного благополучия, что ассоциируется с растущим уровнем $C_{\text{орг}}$ и трансформационной функцией почвы. Максимальные запасы $C_{\text{мик}}$ в метровом слое почвы отмечены под молодым лесом, что связано с поступлением большого количества легкогидролизуемого опада. В спелом лесу основной пул $C_{\text{мик}}$ приурочен к лесной подстилке. Запасы $C_{\text{орг}}$ почвы в метровом слое максимальны на пашне (138 т С/га) и сокращаются на участках молодого и средневозрастного лесов до 101–91 т С/га. Под растительными сообществами, близкими к своему экологическому оптимуму – спелым лесом и сенокосом, запасы $C_{\text{орг}}$ минимальны и составляют 67–68 т С/га. Общие экосистемные запасы углерода, ассоциированные с функцией секвестрации углерода, максимальны для зрелых лесов, и минимальны на сенокосе. В молодом лесу доля почвенного углерода составляет 61%, а под зональной растительностью сокращается до 43–25% от общего баланса. До 50–60% углерода участка в зрелых лесах при-

ходится на растительную фитомассу. Возрастает также доля связанных с ней пулов мертвого органического вещества дэбриса и подстилки. Для сельскохозяйственных угодий ведущим пулом является $S_{\text{орг}}$ почвы, он составляет 88% от общего баланса углерода на сенокосе и 98% на пашне.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ (№ проекта 19-29-05153) и в рамках госзадания КарНЦ РАН на научном оборудовании Центра коллективного пользования ФИЦ “Карельский научный центр РАН”. Авторы выражают благодарность Т.В. Богдановой, Г.И. Деминой, А.Г. Каштановой, А.А. Курбатову и Л.И. Скороходовой за помощь в проведении полевых и аналитических работ, а также И.Н. Кургановой и В.О. Лопес де Гереню за научное консультирование.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Карельской АССР / Под ред. А.Г. Дурова. М.: ГУГК СССР, 1989. 40 с.
- Баранова О.Ю., Номеров Г.Б., Строганова М.Я. Изменения свойств пахотных дерново-подзолистых почв при зарастании их лесом // Почвоведение. 2019. № 4. С. 60–78.
- Беляева Н.В., Данилов Д.А., Казин И.А. Особенности естественного возобновления ели европейской на постагрогенных землях // Актуальные проблемы лесного комплекса. 2019. № 54. С. 6–10.
- Богородская А.В., Шишкин А.С. Динамика микробной биомассы, ее структура и функциональная активность в почвах при лесовозобновлении на вырубках пихтарников Енисейского края // Почвоведение. 2020. № 1. С. 119–130. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20010050>
- Владыченский А.С., Телеснина В.М., Румянцева К.А., Чалая Т.А. Органическое вещество и биологическая активность постагрогенных почв южной тайги на примере Костромской области // Почвоведение. 2013. № 5. С. 518–529. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1305016X>
- Голубева Л.В., Наквасина Е.Н., Минин Н.С. Продуктивность и качество древесины сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.) в постагрогенных насаждениях // Известия Санкт-Петербургской лесотехнической академии. 2016. № 215. С. 19–29. <https://doi.org/10.21266/2079-4304.2016.215.19-29>
- Дричко В.Ф., Литвинович А.В., Павлова О.Ю., Чернов Д.В., Буре В.М. Скорости изменения кислотности, содержания общего углерода и состава гумуса в дерново-подзолистой песчаной почве при переходе от пашни к лесу при сукцессии залежных земель // Агрохимия. 2015. № 11. С. 19–29.
- Дымов А.А., Милановский Е.Ю. Изменение органического вещества таежных почв в процессе естественного лесовозобновления растительности после рубок (средняя тайга республики Коми) // Почвоведение. 2014. № 1. С. 39–47. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14010043>
- Евдокимов И.В. Методы определения биомассы почвенных микроорганизмов // Rus. J. Ecosystem. Ecol. 2018. Т. 3. № 3. С. 1–20. <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2018-3-5>
- Ерохова А.А., Макаров М.И., Моргунов Е.Г., Рыжова И.М. Изменение состава органического вещества дерново-подзолистых почв в результате естественного восстановления леса на пашне // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1308–1314. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14110045>
- Завьялова Н.Е. Гумус и азот дерново-подзолистой почвы различных сельскохозяйственных угодий Пермского края // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1347–1354. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16110113>
- Иванов И.А., Иванов А.И., Цыганова Н.А. Изменение свойств подзолистых и дерново-подзолистых почв на песчаных породах при окультуривании // Почвоведение. 2004. № 4. С. 489–499.
- Иващенко К.В., Ананьева Н.Д., Васнев В.И., Кудяров В.Н., Валентини Р. Биомасса и дыхательная активность почвенных микроорганизмов в антропогенно-измененных экосистемах (Московская область) // Почвоведение. 2014. № 9. С. 1077–1088. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14090056>
- Исаков Ю.А., Казанская Н.С., Тишков А.А. Зональные закономерности динамики экосистем. М.: Наука, 1986. 148 с.
- Казимиров Н.И., Морозова Р.М. Биологический круговорот веществ в ельниках Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с.
- Казимиров Н.И., Морозова Р.М., Куликова В.К. Органическая масса и потоки веществ в березняках средней тайги. Л.: Наука, 1979. 216 с.
- Кечайкина И.О., Рюмин А.Г., Чуков С.Н. Постагрогенная трансформация органического вещества дерново-подзолистых почв // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1178–1192.
- Кирпичников Н.А., Адрианов С.Н. Действие и последствие фосфорных удобрений на дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве при различной степени известкования // Агрохимия. 2007. № 10. С. 14–23.
- Кудяров В.Н. Современное состояние углеродного баланса и предельная способность почв к поглощению углерода на территории России // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1049–1060. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090087>
- Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Мостовая А.С., Овсепян Л.А., Телеснина В.М., Личко В.И., Баева Ю.И. Влияние процессов естественного лесовосстановления на микробиологическую активность постагрогенных почв европейской части России // Лесоведение. 2018. № 1. С. 3–23. <https://doi.org/10.7868/S0024114818010011>
- Литвинович А.В. Постагрогенная эволюция хорошо окультуренных дерново-подзолистых почв Северо-Запада Нечерноземной зоны // Агрохимия. 2009. № 7. С. 85–93.

22. Литвинович А.В., Дричко В.Ф., Павлова О.Ю., Чернов Д.В., Шабанов М.В. Изменение кислотно-основных свойств окультуренных дерново-подзолистых почв легкого гранулометрического состава в процессе постагрогенной трансформации // Почвоведение. 2009. № 6. С. 680–686.
23. Литвинович А.В., Павлова О.Ю. Изменение гумусного состояния дерново-подзолистой глееватой песчаной почвы на залежи // Почвоведение. 2007. № 11. С. 1323–1329.
24. Лиханова И.А., Лаптева Е.М., Ковалева В.А. Продуктивность растительных сообществ и формирование органогенных горизонтов почв в ходе самовосстановительной сукцессии на техногенных субстратах // Известия СамНЦ РАН. 2014. Т. 16. № 5. С. 182–189.
25. Лиханова Н.В., Бобкова К.С. Пулы и потоки углерода в экосистемах вырубки ельников средней тайги Республики Коми // Теоретическая и прикладная экология. 2019. № 2. С. 91–100.
<https://doi.org/10.25750/1995-4301-2019-2-091-100>
26. Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Щенисенко Е.А., Нефедова Т.Т. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
27. Митрофанова Е.М. Влияние длительного применения минеральных удобрений и последствий известности на фосфатный режим дерново-поверхностно-подзолистой почвы Предуралья // Агрохимия. 2016. № 7. С. 36–43.
28. Мошкина Е.В., Медведева М.В., Туюнен А.В., Карпечко А.Ю., Геникова Н.В., Дубровина И.А., Мамай А.В., Сидорова В.А., Толстогузов О.В., Кулакова Л.М. Особенности естественного восстановления лесных экосистем на бывших сельскохозяйственных землях (на примере Южного агроклиматического района Карелии) // Биосфера. 2019. Т. 11. № 3. С. 134–145.
<https://doi.org/10.24855/biosfera.v11i3.506>
29. Муха В.Д. Естественно-антропогенная эволюция почв (общие закономерности и зональные особенности). М.: КолосС, 2004. 271 с.
30. Полубояринов О.И. Плотность древесины. М.: Лесная промышленность, 1976. 160 с.
31. Почвенная карта и объяснительная записка к почвенной карте агробиологической станции 1977–1980 гг. Институт биологии КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1980. 153 с.
32. Романовская А.А., Коротков В.Н., Карабань Р.Т., Смирнов Н.С. Динамика элементов баланса углерода на неиспользуемых пахотных угодьях Валдайской возвышенности // Экология. 2012. № 5. С. 347–352.
33. Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезенная М.А. Динамика и структура запасов углерода в постагрогенных экосистемах южной тайги // Почвоведение. 2014. № 12. С. 1426–1435.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14090111>
34. Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезенная М.А. Изменение запасов углерода в постагрогенных экосистемах в результате естественного восстановления лесов в Костромской области // Лесоведение. 2015. № 4. С. 307–317.
35. Семенюк О.В., Ильяшенко М.А., Бобрик А.А. Оценка экологических функций парковых почв на основе показателей их биологической активности // Проблемы агрохимии и экологии. 2013. № 3. С. 35–39.
36. Стольникова Е.В., Ананьева Н.Д., Чернова О.В. Микробная биомасса, ее активность и структура в почвах старовозрастных лесов европейской территории России // Почвоведение. 2011. № 4. С. 479–494.
37. Сычев В.Г., Шевцова Л.К., Беличенко М.В., Рухович О.В., Иванова О.И. Взаимодействие циклов углерода и азота в основных типах почв при длительном применении различных систем удобрения // Проблемы агрохимии и экологии. 2018. № 4. С. 68–77.
<https://doi.org/10.26105/AE.2018.4.33.016>
38. Телеснина В.М., Ваганов И.Е., Карлсен А.А., Иванова А.Е., Жуков М.А., Лебедев С.М. Особенности морфологии и химических свойств постагрогенных почв южной тайги на легких отложениях (Костромская область) // Почвоведение. 2016. № 1. С. 115–129.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X16010111>
39. Телеснина В.М., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермолаев А.М., Мирин Д.М. Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагрогенного развития в разных биоклиматических зонах // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1514–1534.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17120115>
40. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
41. Трейфельд Р.Ф., Кранкина О.Н. Определение запасов и фитомассы древесного детрита на основе данных лесоустройства // Лесное хозяйство. 2001. № 4. С. 23–26.
42. Уткин А.И., Замолодчиков Д.Г., Честных О.В. Углеродные пулы фитомассы, почв и депонирование углерода в еловых лесах России // Хвойные борельной зоны. 2004. Вып. 2. С. 21–30.
43. Федорец Н.Г., Бахмет О.Н. Особенности формирования почв и почвенного покрова Карело-Кольского региона // Тр. Карельского научного центра РАН. 2016. № 12. С. 39–51.
<https://doi.org/10.17076/eco358>
44. Чернова О.В., Рыжова И.М., Подвезенная М.А. Влияние исторических и региональных особенностей землепользования на величину и структуру запасов углерода в южной тайге и лесостепи европейской России // Почвоведение. 2018. № 6. С. 747–758.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18060114>
45. Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
46. Якименко Е.Ю. Сравнительная характеристика почвообразования в луговых и лесных биогеоценозах // Почвообразование в лесных биогеоценозах. М.: Наука, 1989. С. 79–102.
47. Adhikari K., Hartemink A.E. Linking soils to ecosystem services – A global review // Geoderma. 2016. V. 262. P. 101–111.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.009>
48. Aukjärvi A., Heikkinen J., Palosuo T., Liski J. Carbon budget of Finnish croplands – Effects of land use change from natural forest to cropland // Geoderma

- Regional. 2014. V. 2–3. P. 1–8.
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2014.09.003>
49. *Anderson J., Domsch K.H.* A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // *Soil Biol. Biochem.* 1978. № 10. P. 215–221.
50. *Balota E.L., Filho A.C., Andrade D.S., Dick R.P.* Long-term tillage and crop rotation effects on microbial biomass and C and N mineralization in a Brazilian Oxisol // *Soil & Tillage Research.* 2004. V. 77. P. 137–145.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2003.12.003>
51. *Baveye P.C., Baveye J., Gowdy J.* Soil “ecosystem” services and natural capital: critical appraisal of research on uncertain ground // *Front. Environ. Sci.* 2016. V. 4. P. 41.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2016.00041>
52. *Berthrong S.T., Jobbagy E.G., Jackson R.B.* A global meta-analysis of soil exchangeable cations, pH, carbon and nitrogen with afforestation // *Ecological Applications.* 2009. V. 19. P. 2228–2241.
<https://doi.org/10.1890/08-1730.1>
53. *Blum W.E.H.* Functions of soil for society and the environment // *Environmental Science and Bio/Technology.* 2005. V. 4(3). P. 75–79.
<https://doi.org/10.1007/s11157-005-2236-x>
54. *Borchard N., Bulusu M., Meyer N., Rodionov A., Herawati H., Blagodatsky S., Cadisch G., Welp G., Amelung W., Martius C.* Deep soil carbon storage in tree-dominated land use systems in tropical lowlands of Kalimantan // *Geoderma.* 2019. V. 354. P. 113–864.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.07.022>
55. *Bouma J.* Soil science contributions towards Sustainable Development Goals and their implementation: linking soil functions with ecosystem services // *J. Soil Sc. Plant Nutrition.* 2014. V. 177(2). P. 111–120.
<https://doi.org/10.1002/jpln.201300646>
56. *Deng L., Zhu G.Y., Tang Z.S., Shangguan Z.P.* Global patterns of the effects of land-use changes on soil carbon stocks // *Global Ecology and Conservation.* 2016. V. 5. P. 127–138.
<https://doi.org/10.1016/j.gecco.2015.12.004>
57. *Falkengen-Grerup U., ten Brink D.-J., Brunet J.* Land use effects on soil N, P, C and pH persist over 40–80 years of forest growth on agricultural soils // *Forest Ecol. Manag.* 2006. V. 225. P. 74–81.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.12.027>
58. *Fuchs R., Schulp C.J.E., Hengeveld G.M., Verburg P.H., Clevers J.G.P.W., Schelhaas M.J., Herold M.* Assessing the influence of historic net and gross land changes on the carbon fluxes of Europe // *Global Change Biology.* 2016. V. 22. P. 2526–2539.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13191>
59. *Greiner L., Keller A., Grêt-Regamey A., Paprit A.* Soil function assessment: review of methods for quantifying the contributions of soils to ecosystem services // *Land Use Policy.* 2017. V. 69. P. 224–237.
<https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2017.06.025>
60. *Guidi C., Vesterdal L., Gianelle D., Rodighero M.* Changes in soil organic carbon and nitrogen following forest expansion on grassland in the Southern Alps // *Forest Ecol. Manag.* 2014. V. 328. P. 103–116.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2014.05.025>
61. *Guo L.B., Gifford R.M.* Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis // *Global Change Biology.* 2002. V. 8. P. 345–360.
<https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2002.00486.x>
62. *Insam H., Domsch K.H.* Relationship between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of reclamation sites // *Microbial Ecology.* 1988. V. 15. P. 177–188.
<https://doi.org/10.1007/BF02011711>
63. IPCC Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry. IPCC National Greenhouse Gas Inventories Programme. IGES, Japan, 2003. 590 p.
64. *La Mantia T., Gristina L., Rivaldo E., Pasta S., Novara A., Rühl J.* The effect of post-pasture woody plant colonization on soil and aboveground litter carbon and nitrogen along bioclimatic transect // *iForest.* 2013. V. 6(4). P. 238–246.
<https://doi.org/10.3832/ifor0811-006>
65. *Le Quéré C., Raupach M.R., Canadell J.G. et al.* Trends in the sources and sinks of carbon dioxide // *Nature Geoscience.* 2009. V. 2. P. 831–836.
<https://doi.org/10.1038/ngeo689>
66. *Lehmann A., Stahr K.* The potential of soil functions and planner-oriented soil evaluation to achieve sustainable land use // *J. Soils Sediments.* 2010. V. 10. P. 1092–1102.
<https://doi.org/10.1007/s11368-010-0207-5>
67. *Nannipieri P., Eldor P.* The chemical and functional characterization of soil N and its biotic components // *Soil Biol. Biochem.* 2009. V. 41. P. 2357–2369.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.07.013>
68. *Pabst H., Gerschlauer F., Kiese R., Kuzyakov Y.* Land Use and Precipitation Affect Organic and Microbial Carbon Stocks and the Specific Metabolic Quotient in Soils of Eleven Ecosystems of Mt. Kilimanjaro, Tanzania // *Land Degradation and Development.* 2016. V. 27. P. 592–602.
<https://doi.org/10.1002/ldr.2406>
69. *Leal Pacheco F.A., Sanches Fernandes L.F., Valle Junior R.F., Valera C.A., Tarlé Pissarra T.C.* Land degradation: multiple environmental consequences and routes to neutrality // *Current Opinion in Environmental Science & Health.* 2018. V. 5. P. 79–86.
<https://doi.org/10.1016/j.coesh.2018.07.002>
70. *Poeplau C., Don A., Vesterdal L., Leifeld J., van Wessel mael B., Schumacher J., Gensior A.* Temporal dynamics of soil organic carbon after land use change in the temperate zone – carbon response functions as a model approach // *Global Change Biology.* 2011. V. 17. P. 2415–2427.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02408.x>
71. *Ramesh T., Bolan N. S., Kirkham M. B., Wijesekara H., Kanchikerimath M., Rao C.S., Sandeep S., Rinklebe J., Ok Y.S., Choudhury B.U., Wang H., Tang C., Wang X., Song Z., Freeman O.W.* Soil organic carbon dynamics: Impact of land use changes and management practices: A review // *Adv. Agronomy.* 2019. V. 156. P. 1–107.
<https://doi.org/10.1016/bs.agron.2019.02.001>
72. *Risch A.C., Jurgensen M.F., Page-Dumroese D.S., Wildi O., Schütz M.* Long-term development of above- and below-ground carbon stocks following land-use change in subalpine ecosystems of the Swiss National Park // *Can. J. For. Res.* 2008. V. 38. P. 1590–1602.
<https://doi.org/10.1139/X08-014>
73. *Šantrůčková H., Kaštovská E., Kozlov D., Kurbatova J., Livečková M., Shibistova O., Tatarinov F., Lloyd J.* Vertical and horizontal variation of carbon pools and fluxes in soil profile of wet Southern taiga in European Russia //

- Boreal Environment Research. 2010. V. 15(3). P. 357–369. doi 10138/233132
74. *Schwilch G., Bernet L., Fleskens L., Giannakis E., Leventon J., Marañón T., Mills J., Short C., Stolte J., van Delden H., Verzandvoort S.* Operationalizing ecosystem services for the mitigation of soil threats: A proposed framework // *Ecological Indicators*. 2016. V. 67. P. 586–597. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.03.016>
75. *Shao P., Liang C., Rubert-Nason K., Li X., Xie H., Bao X.* Secondary successional forests undergo tightly-coupled changes in soil microbial community structure and soil organic matter // *Soil Biol. Biochem.* 2019. V. 128. P. 56–65. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.10.004>
76. *Smal H., Olszewska M.* The effect of afforestation with Scots pine (*Pinus silvestris* L.) of sandy post-arable soils on their selected properties. II. Reaction, carbon, nitrogen and phosphorus // *Plant Soil*. 2008. V. 305. P. 171–187. <https://doi.org/10.1007/s11104-008-9538-z>
77. *Thuille A., Schulze E.-D.* Carbon dynamics in successional and afforested spruce stands in Thuringia and in the Alps // *Global Change Biology*. 2006. V. 12. P. 325–342. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01078.x>
78. *Vladychensky A.S., Telesnina V.M., Chalaya T.A.* Influence of fallen plant leaves on biological activity of post-agrogenic soils of southern taiga // *Moscow Univ. Soil Sci. Bull.* 2012. V. 67. P. 1–7. <https://doi.org/10.3103/S0147687412010085>
79. *Wang Y., Liu X., Chen F., Huang R., Deng X., Jiang Y.* Seasonal dynamics of soil microbial biomass C and N of *Keteleeria fortunei* var. *cyclolepis* forests with different ages // *J. Forestry Research*. 2020. V. 31. P. 2377–2384. <https://doi.org/10.1007/s11676-019-01058-w>
80. *Wiesmeier M., von Lützw M., Sporlein P., Geuss U., Hangen E., Reischl A., Schilling B., Kögel-Knabner I.* Land use effects on organic carbon storage in soils of Bavaria: the importance of soil types // *Soil & Tillage Research*. 2015. V. 146. P. 296–302. <https://doi.org/10.1016/j.still.2014.10.003>
81. *Wiesmeier M., Urbanski L., Hobley E., Lang B., von Lützw M., Marin-Spiotta E., van Wesemael B., Rabot E., Ließ M., Garcia-Franco N., Wollschläger U., Vogel H.-J., Kögel-Knabner I.* Soil organic carbon storage as a key function of soils – A review of drivers and indicators at various scales // *Geoderma*. 2019. V. 333. P. 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>
82. *Xu X., Thornton P.E., Post W.M.* A global analysis of soil microbial biomass carbon, nitrogen and phosphorus in terrestrial ecosystems // *Global Ecology and Biogeography*. 2013. V. 22. P. 737–749. <https://doi.org/10.1111/geb.12029>

Effect of Land Use on Soil Properties and Structure of Ecosystem Carbon Stocks in the Middle Taiga Zone of Karelia

I. A. Dubrovina^{1, *}, E. V. Moshkina², V. A. Sidorova¹, A. V. Tuyunen², A. Yu. Karpechko², N. V. Genikova², M. V. Medvedeva², A. V. Mamai², O. V. Tolstoguzov³, and L. M. Kulakova³

¹*Institute of Biology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, 11 Pushkinskaya St., Petrozavodsk, Karelia, 185910 Russia*

²*Forest Research Institute, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, 11 Pushkinskaya St., Petrozavodsk, Karelia, 185910 Russia*

³*Institute of Economics, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, 50 Al. Nevsky Pr., Petrozavodsk, Karelia, 185030 Russia*

*e-mail: vorgo@mail.ru

The effect of land use changes on soil properties and ecosystem carbon stocks in the middle taiga zone of Karelia on loamy Retisols of normal humidity was investigated. Variations in the structure of soil profiles, basic agrochemical and microbiological indicators of upper horizons, C_{org} and C_{mik} stocks in a meter layer of soils and site carbon pool structure were analyzed. 110-age mature spruce forest as a control, arable land, hayfield, as well as 20-age young birch forest and 65-age middle-aged spruce forest of natural reforestation on former farmlands were studied. Plowed soil is compacted to 1.5 g/cm^3 , has a pH of 5.2 and high content of nutrients. For farmlands C_{org} content is in the range of 1.6–2.1% and N_{tot} 0.2%. In forest soils recorded by bulk density reduction to $1.1\text{--}0.9 \text{ g/cm}^3$, pH to 4.0–3.2 and decline of general agrochemical background with increasing C_{org} to 2.2–4.6%. Low content of C_{mik} are characteristic of arable land and mature forest, of the order of 50–60 mg C/kg soil. In the plots of hayfield, young and middle-aged forests C_{mik} content is about 250 mg C/kg soil. C_{mik} stocks in a meter layer of soil are maximal in young forest plot and constitute 88.9 g/m^2 . For arable land, hayfield and middle-aged forest C_{mik} stocks are within $52\text{--}61 \text{ g/m}^2$. In a mature forest C_{mik} stocks are 23.6 g/m^2 while in the litter 14.5 g/m^2 . The total carbon stocks of sites are maximal in forest ecosystems and minimal on hayfield. C_{org} stocks in a meter layer of plowed soil are 138 t/ha and reduced on plots of young and middle-aged forest to 101–91 t/ha. C_{org} stocks are minimal under mature forest and hayfield and amount to 67–68 t/ha.

Keywords: land use change, soil functions, carbon stocks, soil organic carbon, microbial biomass carbon, Retisols

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.472.8

ТРАНСФОРМАЦИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ПАХОТНОГО ГОРИЗОНТА ПОЧВ ПОД ВЛИЯНИЕМ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ¹

© 2021 г. Е. Ю. Прудникова^{a, b, *}, И. Ю. Савин^{a, b}, М. П. Лебедева^a, Д. С. Волков^{a, c},
О. Б. Рогова^a, Е. Б. Варламов^a, К. Н. Абросимов^a

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

^bИнститут экологии РУДН, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

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

*e-mail: prudnikova_eyu@esoil.ru

Поступила в редакцию 25.01.2021 г.

После доработки 15.04.2021 г.

Принята к публикации 27.04.2021 г.

Целью исследований явился анализ особенностей трансформации поверхностного слоя пахотных горизонтов черноземов, серых лесных и дерново-подзолистых почв под воздействием атмосферных осадков. Исследования проводили с использованием образцов почв, отобранных на ключевых участках, полевых наблюдений, а также результатов модельного эксперимента. Анализировали состояние поверхности почв, ее цвет, микроморфологическое и микротомографическое строение и химический состав. Установлено, что воздействие атмосферных осадков приводит к изменению свойств поверхностного слоя пахотного горизонта почв. Изменения минералогического состава выражаются в перераспределении минералов между гранулометрическими фракциями. Чем дольше почва остается открытой под воздействием чередования осадков и высыхания, тем более выражено формирование поверхностных микрослоев вымывания (элювиальных) и микрослоев вмывания (иллювиальных), различающихся содержанием тонкодисперсных органико-минеральных веществ и их структурной организацией. Исходное состояние гумуса и гранулометрический состав почвы определяют специфику формирующихся на поверхности микрогоризонтов. При этом в верхней части образуется слой из пылеватого или песчаного материала с минимальным количеством микроагрегатов и тонкодисперсного вещества, а ниже отчетливо увеличивается размер и количество агрегатов. Выявленные закономерности следует учитывать при дистанционном мониторинге и картографировании свойств почв. Для определения содержания гумуса в пахотном горизонте необходимо проводить съемку свежеспаханных и проборонованных полей. Минералогический состав, в свою очередь, будет лучше детектироваться по изображениям трансформированной поверхности пашни.

Ключевые слова: пахотные почвы, спектральная отражательная способность, деградация почв, бесконтактные методы изучения почв, почвенная корка, Albic Retisols, Luvisols, Luvic Chernic Phaeozems, Luvic Greyzemic Phaeozems

DOI: 10.31857/S0032180X21110113

ВВЕДЕНИЕ

Поверхность почвы — место максимального воздействия на почву атмосферных, метеорологических условий (температуры, осадков, снеготаяния, ветра, солнечной энергии), а также человека при сельскохозяйственном использовании почв. Особенно сильно это выражено на пахотных почвах, поверхность которых продолжительное время находится в открытом состоянии. Максимального изменения поверхность почв под влиянием этих факторов достигает в орошаемых

почвах аридных и субаридных регионов, что проявляется в образовании корок.

Мощность корок составляет от 1 мм до 5 см. Они отличаются от подстилающего материала хрупкостью, пористостью (размерами и формами пор) и плотностью, при высыхании растрескиваются. В настоящее время корки делятся на 3 типа [37]: 1) *физические* корки образуются при деструкции исходных почвенных агрегатов поверхностного горизонта за счет воздействия дождевых капель или седиментационных процессов (отложения ила, например, мутными водами); 2) *биологические* корки связаны с жизнедеятельностью мхов, лишайников, грибов, водорослей, которые вызывают связывание частиц почв; 3) *химические или соле-*

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по <https://doi.org/10.31857/S0032180X21110113>.

вые корки связаны с накоплением тех или иных соединений, но чаще всего солей на поверхности почвы, преимущественно в аридном климате. Эти 3 формы корок не исключают их сочетания в естественных и агрогенных ландшафтах [28].

Для регионов с умеренным климатом физические корки описаны для суглинистых почв с низким содержанием органического вещества, особенно в условиях деградации почв при их нерациональном сельскохозяйственном использовании. Микроморфологические, микроморфометрические исследования позволяют увидеть начальные этапы изменения структуры, пористости, взаимоотношение крупных и тонких частиц в разных частях поверхностных горизонтов с образованием поверхностных физических корок — слоев с признаками разрушения исходных почвенных агрегатов, с остаточным накоплением пылевато-песчаных частиц за счет сопряженных процессов вымывания-вмывания тонкодисперсного вещества [16, 21, 22, 26, 27].

В настоящее время микротомографические исследования в комплексе с микроморфологическими проведены преимущественно для изучения генезиса и свойств физических корок естественных пустынных почв, для которых отмечено образование пузырчатого верхнего и тонкоплитчатого нижнего слоев [19]. Подобные микропризнаки были описаны, например, для ирригационных корок в пахотных южных черноземах Украины, орошаемых щелочными водами из оз. Сасык [10].

В регионах с умеренным климатом трансформация поверхности пахотных почв происходит преимущественно под влиянием атмосферных условий и/или при снеготаянии. При этом меняются свойства поверхностного слоя и самой поверхности пахотных почв. Характер изменений зависит как от погоды, так и от свойств почв, а также от особенностей механического воздействия на пахотный горизонт сельскохозяйственных орудий. В результате изменяется радиационный баланс, цвет, структура, влажность, органическое вещество, минералогический и гранулометрический состав поверхностного слоя почв [1, 6, 7, 9, 11, 15, 20, 25, 31].

Несмотря на то, что поверхность пахотных почв в умеренных широтах трансформируется гораздо слабее, чем в аридных и субаридных регионах при орошении, периодическая распашка вполне может приводить к постепенному изменению свойств всего пахотного горизонта. Состояние поверхности используется в качестве одного из индикаторов начальной фазы деградации почв [2, 37]. Также известно, что ее свойства предопределяют возможности дистанционной индикации вещественного состава с использованием спутниковых данных и данных, полученных с помощью беспилотных летательных аппаратов при картографировании и мониторинге почв [7, 9, 12,

14, 24, 29]. Несмотря на это, процессы трансформации поверхности пахотных почв под воздействием атмосферных условий в умеренных широтах до сих пор остаются малоисследованными.

Цель исследования — комплексное изучение характера трансформации поверхности пахотных горизонтов дерново-подзолистой, серой лесной и черноземной почв центра европейской части России в естественных условиях и в ходе модельного эксперимента под воздействием атмосферных осадков.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Для лабораторных исследований использовались образцы пахотного горизонта дерново-подзолистых (Albic Retisols [17]), серых лесных почв (Luvisols [17]), выщелоченных и оподзоленных черноземов (Luvic Chernic Phaeozems и Luvic Greyzemic Phaeozems [17]), отобранные на ключевых участках в Тульской (Ясногорский, Веневский, Щекинский, и Плавский районы) и Московской (Домодедовский район) областях (рис. S1). Также на ключевых участках проведены полевые наблюдения за динамикой поверхности пахотных почв и измерена ее спектральная отражательная способность в течение теплого времени года. Отбор образцов на ключевых участках осуществляли одновременно со съемкой спектральных кривых на каждом ключевом участке. Образцы отбирали на водораздельных участках, поэтому в данном случае поверхностный смыв не влиял на формирование поверхностного слоя анализируемых почв. На полях использовали общепринятую в данном регионе агротехнику возделывания сельскохозяйственных культур. Используются результаты модельного эксперимента по изучению процесса коркообразования под воздействием атмосферных осадков с насыпными образцами пахотного горизонта дерново-подзолистой, серой лесной почв и выщелоченного чернозема (отобранные на ключевых участках в Ясногорском и Плавском районах Тульской области и Домодедовском районе Московской области) в лотках [1]. Серая лесная почва и выщелоченный чернозем имеют средне-суглинистый гранулометрический состав, дерново-подзолистая почва имеет супесчаный гранулометрический состав. Почвообразующими породами для серых лесных почв и черноземов являются покровные суглинки, для дерново-подзолистой почвы — супеси.

В рамках проведенного эксперимента лотки с образцами почв экспонировались под открытым небом в течение теплого сезона года. В ходе эксперимента образцы не перемешивали, появляющуюся растительность аккуратно удаляли пинцетом таким образом, чтобы не нарушить поверхность экспонируемых образцов. В модельном эксперименте образцы отбирали на анализы в на-

чале и в конце эксперимента. В конце эксперимента, после воздействия осадков и солнечной радиации в течение теплого времени года из лотков были отобраны микромонолиты почв для анализа их свойств.

Анализ всех образцов почв проводился следующими методами.

Состояние поверхности пахотных почв изучали в модельном эксперименте и по данным полевых наблюдений. Регулярно проводили фотографирование поверхности почв (для количественного анализа степени морфологической трансформации) как в модельном эксперименте, так и при полевых обследованиях. Более подробно модельный эксперимент описан ранее [1, 6].

Изменение цвета поверхности пахотных почв при ее трансформации оценивали по изменению ее спектральной отражательной способности (СОС). Для измерения СОС использовали полевой спектрометр HandHeld-2, регистрирующий СОС в диапазоне длин волн 325–1075 нм. Измерения проводили в пятикратной повторности. Из-за высокой зашумленности сигнала в анализе использовали только участок спектра 350–900 нм. Перед анализом спектральные кривые усредняли и сглаживали фильтром Савицкого-Голея в программе R (пакет *prospectr* [34]). Изучали изменение спектральной отражательной способности поверхности пахотных почв в течение вегетационного сезона 2019 г. в полевых условиях на тестовых участках, а также в рамках модельного эксперимента в 2017 г. с насыпными образцами пахотного горизонта этих же почв [6].

В конце модельного эксперимента в лотках (после трансформации поверхности) были отобраны микромонолиты (диаметром 1.5 и высотой до 4 см), вертикальный срез которых использовали для микроморфологического, томографического и химического анализов.

Микроморфологический анализ сделан с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26 и программным обеспечением Stream Basic. Описания элементов микростроения проведены по международной классификации микропризнаков [35].

Томографические исследования внутренней структуры и порового пространства осуществлены с использованием рентгеновского микромографа SkyScan 1172G при энергии рентгеновской трубки 70 кВ и разрешении съемки 8 мкм. Обработка томографических данных и получение томографических срезов осуществлено при помощи программного обеспечения nRecon (Bruker, SkyScan) [33]. Томографические срезы обработаны и проанализированы при помощи программного обеспечения: STvox – генерация фрагмента объемной структуры образца со всеми выявленными рентген-контрастными фазами [32]; STanalyzer

(STan) – математическая обработка и расчеты объемных морфометрических показателей внутренней структуры для рентген-контрастных фаз. Были определены такие морфометрические показатели, как общая пористость (%), открытая и закрытая пористость (%) [23], объемная доля пор разного размера, а также содержание минеральных зерен различного размера (%).

Химические свойства. Во всех образцах почв, отобранных в поле и насыпных, в лотках, определены рН водный и солевой, содержание гумуса (по Тюрину), подвижный фосфор (по Кирсанову), обменный калий (по Масловой) и натрий (по ГОСТ 26950) обменные основания по Шолленбергу.

Общее содержание макро- и микроэлементов определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на спектрометре РеСпект в соответствии с ГОСТ 33850-2016.

Картирование элементов для вертикальных срезов микромонолитов выполнено с помощью спектрометра микрорентгенофлуоресценции (μ -XRF) Tornado M4 Plus (Bruker Nano GmbH, Германия). Для генерации рентгеновского излучения использовали рентгеновскую трубку с родиевым анодом с апертурой коллиматора 500 мкм (50 кВ, 600 мкА) и поликапиллярной линзой, при этом размер пятна рентгеновского излучения составлял 20 мкм. Для регистрации флуоресцентного излучения использовали 2 идентичных энергодисперсионных детектора (при максимальной пропускной способности импульса 90 тыс. имп./с; максимальная энергия 40 кэВ, температура –35°C). Для картирования спектры (диапазон 0–40 кэВ) собирали в каждой точке через 8 мкм с временем измерения 10 мс в точке. Линии K α использовались для построения карт распределения всех элементов. Измерения проводились в вакууме (около 2 мбар).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Трансформация поверхности на макроуровне. Практически каждый дождь приводил к разрушению поверхностных агрегатов насыпных образцов. Поверхность образца сглаживалась и при высыхании – растрескивалась. После воздействия каждого последующего дождя уплотнение, выравнивание и растрескивание поверхности усиливались для образцов каждого типа почв.

По результатам модельного эксперимента образцы серой лесной почвы и выщелоченного чернозема в целом трансформировались похожим образом, хотя на поверхности выщелоченного чернозема трещины растрескивания были глубже и шире. В поле на поверхности черноземных почв местами отмечалось присутствие неразрушенных дождем водонепроницаемых гумусированных агрегатов

(рис. S2). Но в модельном эксперименте это было выражено достаточно слабо.

Механизм трансформации образца дерново-подзолистой почвы предопределялся его супесчаным гранулометрическим составом. Под воздействием осадков происходило “запечатывание” поверхности тонкодисперсным материалом. При этом на поверхности оставалась песчаная фракция и отмытые крупные минеральные зерна (рис. S3).

Данные модельного эксперимента подтвердились результатами полевых наблюдений. Было установлено, что в течение теплого сезона года поверхностный слой пахотных почв проходит несколько циклов трансформации. Началом нового цикла служит дождь, после которого заново при подсыхании поверхности происходит формирование трещин и корки. Под “коркой” мы понимаем поверхностный слой почвы, который выделяется морфологически на макроуровне. В полевых условиях новый цикл трансформации может начинаться также и с обработки почвы сельскохозяйственными орудиями, которая приводит к полному разрушению сформировавшейся корки и перемешиванию почвенного материала в пределах глубины воздействия. После подобной обработки трансформация поверхности начнется заново после выпадения первого же дождя.

Микроморфологическая характеристика трансформации поверхности пахотных почв. Анализ элементов микростроения поверхностного слоя образцов почв в ходе модельного эксперимента под воздействием атмосферных осадков показал присутствие признаков начала формирования поверхностных микрогоризонтов в слое корки: самый поверхностный микрогоризонт отличается наиболее низким содержанием тонкодисперсного вещества по сравнению с нижележащим, тонкопылевым составом и повышенной уплотненностью. Глубже него отмечено увеличение размера микроагрегатов, включенных в пылеватый силикатный материал (рис. 1, 2). Степень выраженности этих микрогоризонтов в разных типах почв различна, что определяется их свойствами. В первую очередь это связано с исходно разным гранулометрическим составом. В ряду почв: чернозем — серая лесная — дерново-подзолистая наиболее сильно опесчаненная является последняя. В черноземе песчаные зерна отмечены в очень небольшом количестве.

В срединной и нижней частях микромоноклита дерново-подзолистой почвы отмечено низкое содержание тонкодисперсного материала, который представлен мелкими органо-минеральными сгустками с рыхлой упаковкой между песчаными зернами или образующими тонкие фрагментарные покровы (кутаны) на поверхности крупнопесчаных частиц (рис. 1, А, Б). Диффе-

ренциация материала в микромоноклите за время экспонирования образца в модельном эксперименте проявилась: 1 — в остаточном накоплении на поверхности почвы наиболее крупных песчаных зерен с чистыми (отмытыми от пленок) поверхностями; минералогический состав крупных фракций представлен кварцем, полевыми шпатами и темноцветными выветрелыми минералами и обломками пород; 2 — в накоплении и уплотнении под отмытым остаточным песчаным слоем тонкодисперсного материала с чешуйчатой оптической ориентацией глины и более мелких песчаных частиц, вероятно частично перемещенных с верхних 2 мм (рис. 1, Б). В средней и нижней частях микромоноклита отмечен рыхлый исходно гомогенизированный почвенный материал с межагрегатной пористостью, со слабо разложенными растительными остатками и микросгустковой глинисто-органической микромассой (рис. 1, В–Г).

В образце чернозема, имеющего более высокое содержание органо-минерального тонкодисперсного материала и крупнопылеватых частиц (песчаные зерна единичны), отмечена отчетливая структурная и вещественная дифференциация внутри новообразованной светлой (на макроуровне) корки (рис. 2).

В поверхностных 2 мм отмечена очень тонкая слоистость из чередования чисто пылеватого материала и микрослоев с очень мелкими агрегатами, при этом отмечено постепенное увеличение размера глинисто-гумусовых агрегатов сверху вниз, что связано с их разрушением на самой поверхности микромоноклита (рис. 2, А, Б).

В результате под тонкой слоистостью отмечен материал с более крупными агрегатами, между которыми есть заполнения трещин (инфиллинги) отмытой пылью — вероятно они маркируют бывшие трещины-растрескивания корки в сухой период с запылением тонкопылеватого материала при дождях (рис. 2, Б). В пределах микромоноклита отчетливо меняется характер пористости — от единичных изометричных изолированных пор в самой верхней части до типичной для черноземов губчатой пористости в средней части (рис. 2, В). В нижней части отмечено появление субпараллельной ориентации пор в плитчатых агрегатах (рис. 2, Г). Наличие изолированных пор с тонкопылеватого-глинистыми кутанами может быть связано с частичной диспергацией ила в условиях некоторого застоя воды после дождей на поверхности корки. Тонкодисперсный материал большинства агрегатов представлен изотропными микросгустками глинисто-гумусового состава, единично отмечены агрегаты, скорее всего, припаханные из нижележащего горизонта АВ с повышенным содержанием желтой глины (видимые при параллельных николях) и пониженным содержанием гумуса (рис. 2, Г).

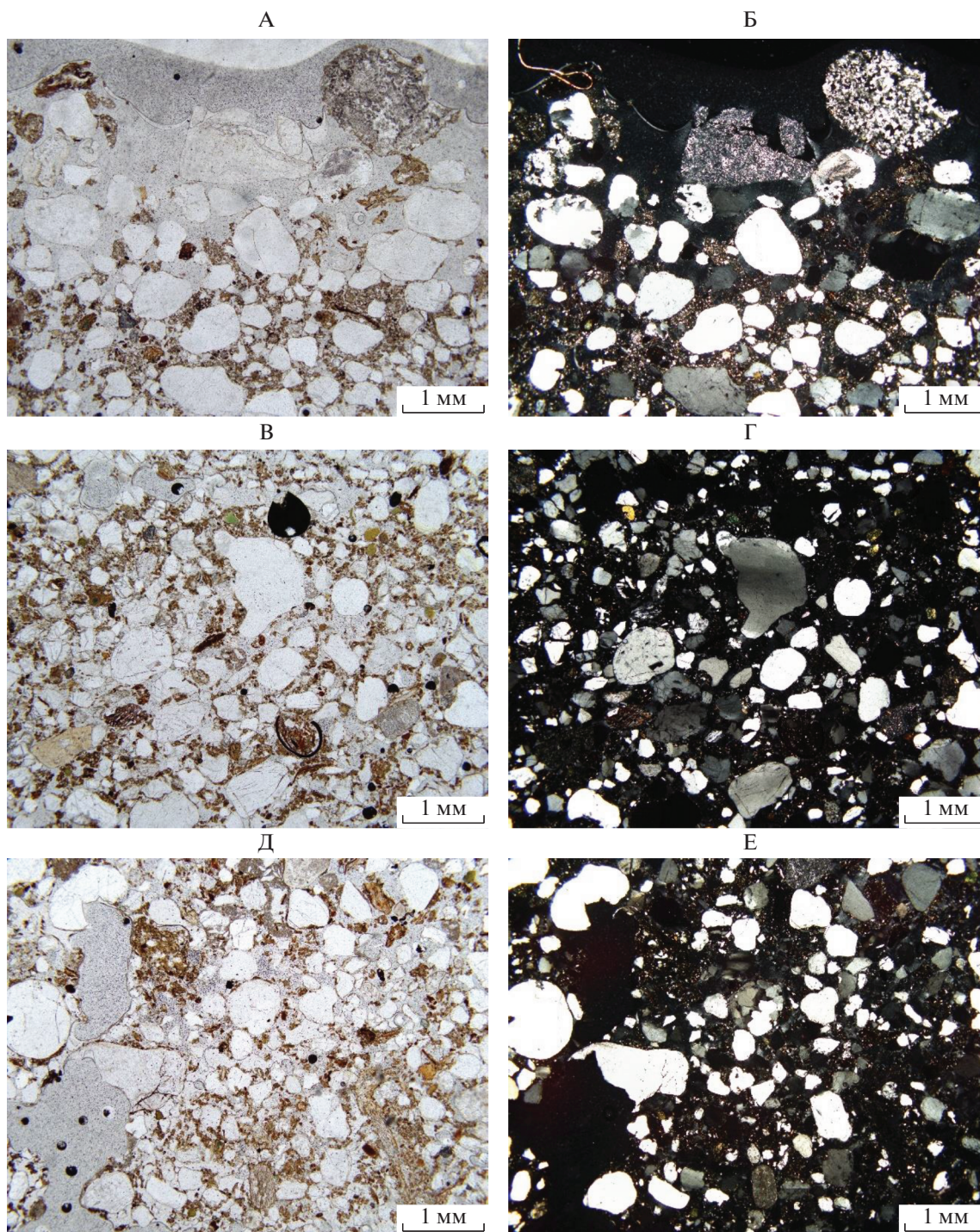


Рис. 1. Элементы микростроения корковых микрогоризонтов насыпного пахотного материала из дерново-подзолистой почвы после эксперимента: А, Б – двухслойное строение поверхности корки – верхний микрослой из чисто песчаных зерен разного минералогического состава, нижний – песчаные зерна расположены в уплотненном тонкодисперсном материале (0–5 мм; А – II N; Б – X N); В, Г – сгустковое глинисто-гумусовое вещество между песчаными зернами, единичные растительные остатки (20–25 мм; В – II N; Г – X N); Д, Е – неравное распределение микросгусткового глинисто-гумусового вещества между песчаными зернами (35–40 мм, Д – II N; Е – X N).

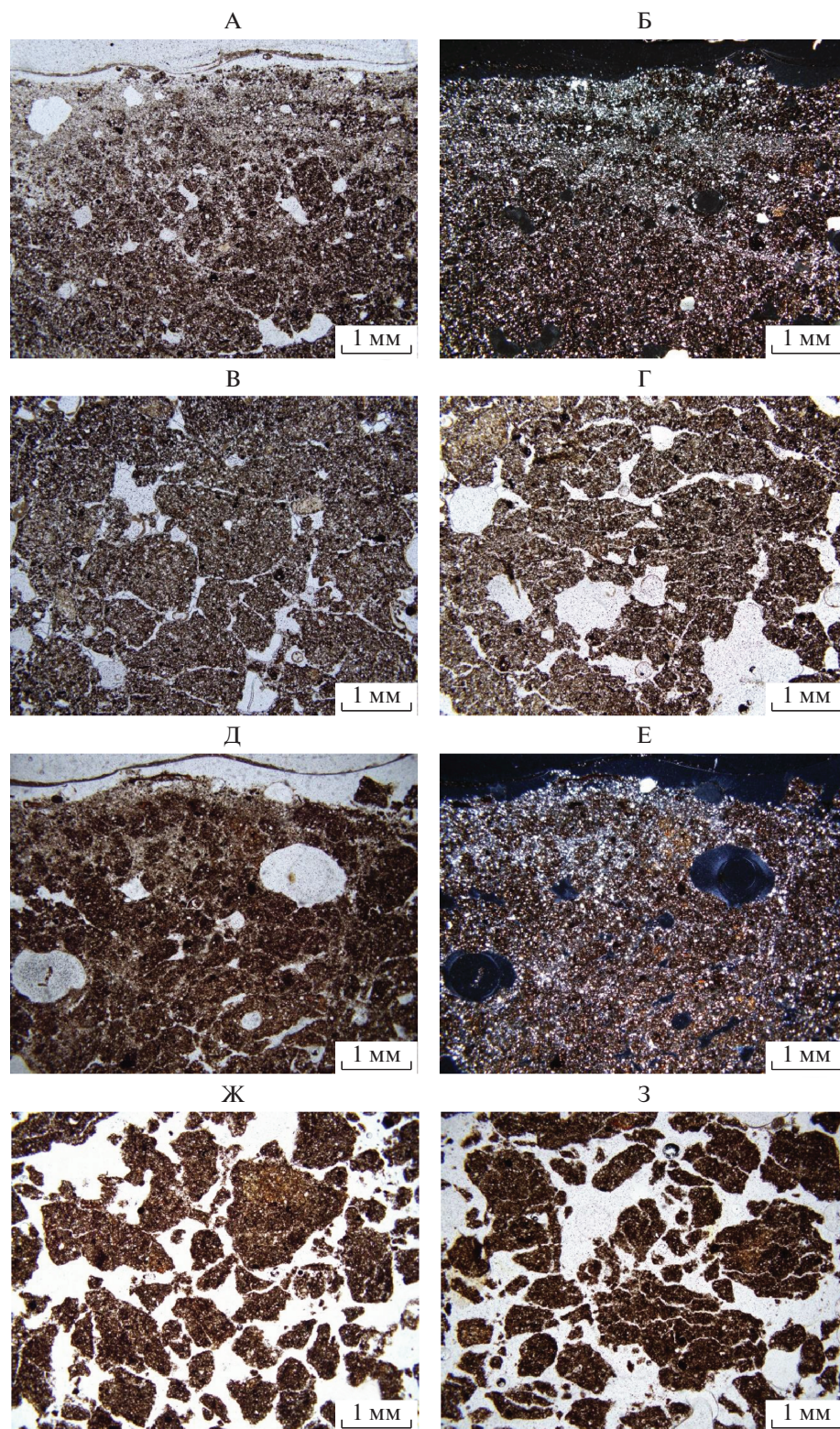


Рис. 2. Элементы микростроения корковых микрогоризонтов насыпного пахотного материала из чернозема оподзоленного (А–Г) и серой лесной почвы (Д–З) после эксперимента: А, Б – плотный тонкопылеватый микрослой с остатками разрушенных мелких агрегатов подстилается более крупными глинисто-гумусовыми агрегатами (0–5 мм; А – II N; Б – X); В – угловато-округлые и плитчатые глинисто-гумусовые агрегаты (20–25 мм; II N); Г – плитчатые глинисто-гумусовые агрегаты (35–40 мм, II N); Д, Е – уплотненный глинисто-пылеватый микрослой с включением глинистых и глинисто-гумусовых агрегатов подстилается более крупными агрегатами с пылеватыми тонкими инфиллингами (0–5 мм; Д – II N; Е – X N); Ж – угловатые остроугольные глинисто-гумусовые агрегаты (20–25 мм; II N); З – деление угловатых глинисто-гумусовых агрегатов на тонкие плитки (35–40 мм, II N).

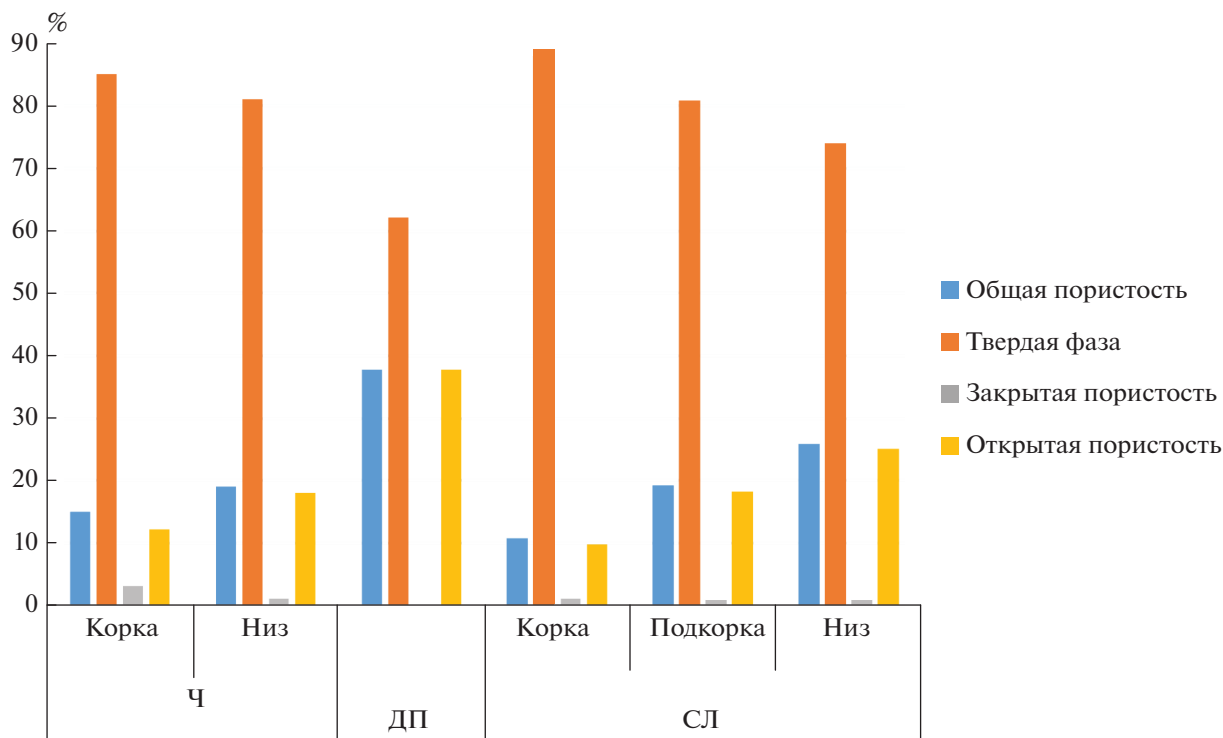


Рис. 3. Изменение порового пространства в процессе трансформации поверхности (Ч – выщелоченный чернозем, СЛ – серая лесная почва, ДП – дерново-подзолистая почва).

Материал микромонолита серой лесной почвы отличается от других почв более резкими границами угловато-округлых агрегатов, что связано с более высоким содержанием глины и меньшей гумусированностью агрегатов (рис. 2, Д, Е). Поверхностные уплотненные 2 мм отличаются появлением зон с остаточным накоплением крупнопылеватых частиц и мелких агрегатов, образовавшихся от разрушения более крупных (рис. 2, Д, Е). В целом появление пылеватых инфиллингов в процессе разрушения пылевато-гумусовых агрегатов аналогично ситуации, отмеченной выше для чернозема, но оно более локально. В средней и нижней части микромонолита в данной почве отмечается преобладание угловатых агрегатов и отчетливая трещиноватость более крупных структурных отдельностей (рис. 2, Ж, З). Предполагаем, что трещиноватые агрегаты образовались под влиянием уплотняющих проходов сельскохозяйственной техники на материал образца.

Таким образом, микроморфологический анализ показал, что макроморфологически выделяемая на поверхности почв корка состоит из микрогоризонтов, создающих микропрофиль, выраженность которого в разных почвах различна. Мощность микрогоризонтов связана с двумя процессами: 1 – интенсивностью разрушения микроагрегатов, их переорганизацией, остаточным накоплением силикатных частиц и 2 – вы-

ванием органического и глинистого материала с образованием глубже уплотненных микрогоризонтов мощностью до нескольких миллиметров. Под ними расположен материал, свойства которого связаны с характером агрегированности материала пахотных горизонтов, используемого в ходе эксперимента.

Изменение порового пространства. Микротомографический анализ тех же самых микромонолитов, из которых были сделаны шлифы, показал, что в случае чернозема слой корки с выраженными везикулярными порами (они выражены и в шлифах) четко отделяется от подкоркового слоя (рис. S4a). В серой лесной почве между коркой (менее выраженной, чем в черноземе) и нижележащим слоем сформировался промежуточный слой оструктурирования (рис. S4б). Микромонолит дерново-подзолистой почвы, в свою очередь, оказался структурно однородным (рис. S4в).

Расчеты морфометрических показателей, проведенные по выделенным слоям, показали, что в корке уменьшается общая пористость, при этом сокращается открытая пористость и увеличивается закрытая пористость (рис. 3). Последняя, судя по всему, зависит от степени выраженности корки. Чем лучше выражена корка, тем больше в ней закрытых пор. Большой объем порового пространства в анализируемых микромонолитах представ-

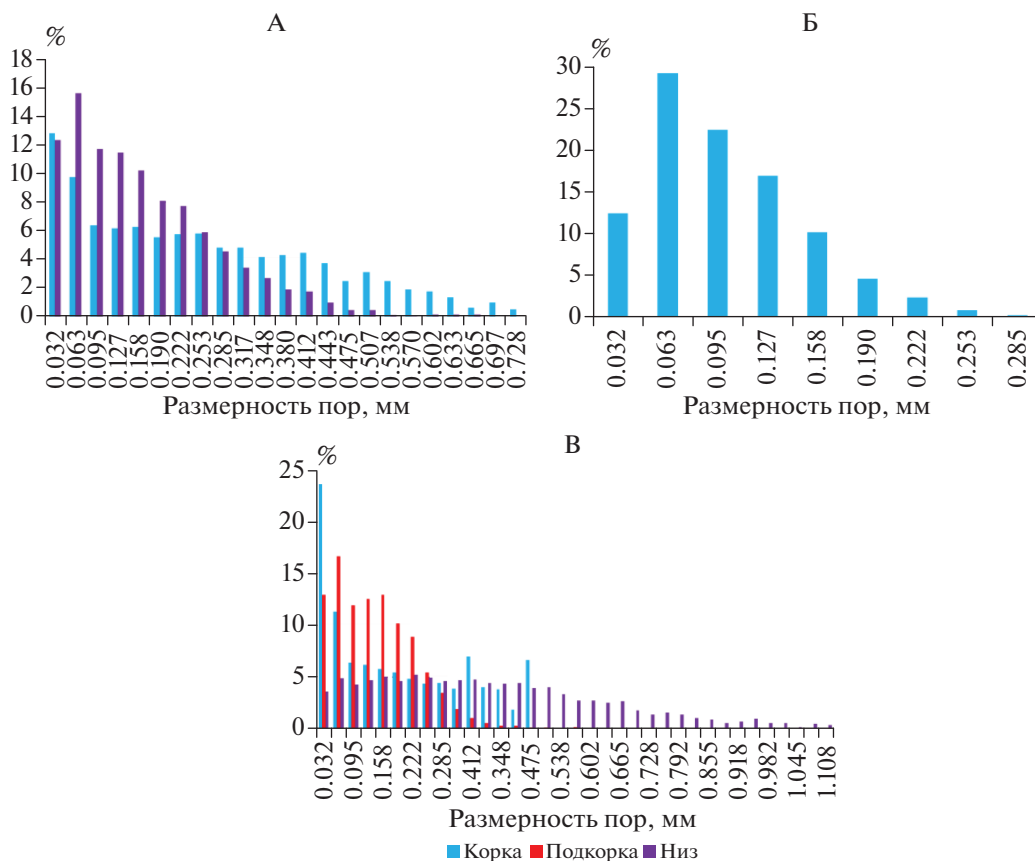


Рис. 4. Распределение пор различного размера по слоям микромонолита (А – чернозем выщелоченный, Б – дерново-подзолистая почва, В – серая лесная почва).

лен закрытой пористостью при использованном топографическом разрешении.

При формировании корки меняется соотношение пор различного размера. Так, в черноземе уменьшилось число пор небольшого размера и увеличилась доля более крупных пор (рис. 4, А). В серой лесной почве во всех микрогоризонтах преобладали небольшие поры (рис. 4, В). В микромонолите дерново-подзолистой почвы также преобладали небольшие поры (рис. 4, Б).

В выщелоченном черноземе в слое корки оказалось больше минеральных зерен размером от 0.032 до 0.111 мм. В серой лесной почве сохраняются такие же закономерности. Однако величина разницы меньше. В отличие от корки и нижележащего слоя, в промежуточном среднем слое встречаются минеральные зерна (или более глинистые агрегаты) размером более 0.111 мм. Их суммарное содержание составляет 30% от общего количества зерен. В остальных микрогоризонтах их содержание не превышает 3%.

Изменение химических свойств. Анализ отобранных в полевых условиях образцов корок (поверхностного слоя трансформированной поверхности почв) и смешанных образцов пахотных го-

ризонтов почв показал, что содержание гумуса в образце корки при трансформации поверхности под воздействием атмосферных условий по отношению к смешанному образцу пахотного горизонта возрастает (табл. 1).

Результаты анализа химических свойств образцов исследуемых почв показали, что в слое корки серой лесной пахотной почвы отмечается более высокое содержание обменного кальция, которое достаточно сильно варьирует (табл. S1). Содержание доступного фосфора и калия в слое корки меньше. По содержанию макроэлементов корка и смешанный образец пахотного горизонта практически не отличаются друг от друга. Наибольшие изменения затронули содержание микроэлементов. В слое корки отмечается уменьшение содержания брома, свинца и рубидия. В ней практически в 2 раза меньше йода. В то же время в ней существенно больше стронция, циркония и ниобия, чем в смешанном образце.

В слое корки чернозема отмечается небольшое уменьшение содержания обменного кальция, доступного фосфора и калия (табл. S2). Содержание макроэлементов, так же, как и в случае серой лесной почвы, практически не изменилось. В корке

Таблица 1. Разница между содержанием гумуса в смешанном образце пахотного горизонта серой лесной почвы и чернозема и его содержанием в слое корки после трансформации поверхности под воздействием атмосферных условий

| Почва | Смешанный образец | Слой корки | Абсолютная разница | Разница, % |
|--------------|-----------------------|------------|--------------------|------------|
| | % | | | |
| Серая лесная | 3.74 | 4.48 | 0.74 | 19.8 |
| | 3.00 | 4.11 | 1.11 | 37.0 |
| | 2.16 | 3.06 | 0.90 | 41.7 |
| | 5.91 | 6.05 | 0.14 | 2.4 |
| | 4.11 | 5.38 | 1.27 | 30.9 |
| | 3.27 | 3.06 | -0.21 | -6.4 |
| | 2.48 | 2.32 | -0.16 | -6.5 |
| | 2.11 | 3.16 | 1.05 | 49.8 |
| | 1.74 | 3.27 | 1.53 | 87.9 |
| | 2.75 | 2.38 | -0.37 | -13.5 |
| | 2.63 | 3.06 | 0.43 | 16.3 |
| | 2.58 | 3.48 | 0.90 | 34.9 |
| | Чернозем выщелоченный | 3.90 | 4.37 | 0.47 |
| 4.53 | | 4.43 | -0.10 | -2.2 |
| 4.96 | | 6.22 | 1.26 | 25.4 |
| 7.65 | | 7.70 | 0.05 | 0.7 |
| 3.60 | | 4.16 | 0.56 | 15.7 |

Таблица 2. Результаты анализа площадного распределения средневзвешенного содержания элементов в корке и нижележащем слое почв

| Почва | Al | Ca | Fe | K | Mn | S | Si | Ti |
|-----------------------|----|----|----|----|----|---|----|----|
| Дерново-подзолистая | -- | - | - | -- | = | - | -- | - |
| Серая лесная | -- | -- | -- | -- | + | - | -- | - |
| Чернозем выщелоченный | -- | - | - | - | + | - | -- | = |

Примечание. -- меньше в слое корки; - немного меньше в слое корки; = одинаково; + немного больше в слое корки.

немного уменьшилось содержание кремния. Содержание микроэлементов изменилось сильнее всего, однако масштабы изменений меньше, чем в случае серой лесной почвы. В корке уменьшилось содержание мышьяка, циркония, стронция и галлия. При этом увеличилось содержание никеля, меди, йода, рубидия и ниобия.

Площадной рентгенофлуоресцентный анализ вертикального среза микромонолитов дерново-подзолистой, серой лесной почв и чернозема показал слабо выраженную профильную дифференциацию валового содержания макроэлементов (табл. 2).

В корке всех исследуемых образцов было меньше алюминосиликатов по сравнению с нижележащим слоем, особенно в дерново-подзолистой и серой лесной почвах (Al, Si, K). Поскольку органическое вещество принимает непосредственное участие в накоплении марганца в почвах, его накопление в корке черноземов и серых лесных

почв по сравнению с дерново-подзолистой почвой связано с тем, что корка этих почв исходно содержит больше органического вещества.

В корке серой лесной почвы отмечается уменьшение содержания валового железа по сравнению с подкорковым слоем. В корке всех исследуемых почв снизилось валовое содержание серы, что свидетельствует о преобладании в ней переработанного органического вещества. Сера в почве находится преимущественно в составе органических соединений и переходит в форму растворимых сульфатионов, которые вымываются атмосферными осадками, только в процессе минерализации органических соединений. Таким образом, уменьшение валового содержания серы под воздействием атмосферных осадков, связано с тем, что из-за минерализации органического вещества она находилась преимущественно в доступной форме.

Таким образом, судя по данным площадного РФА вертикального среза в корках остается мень-

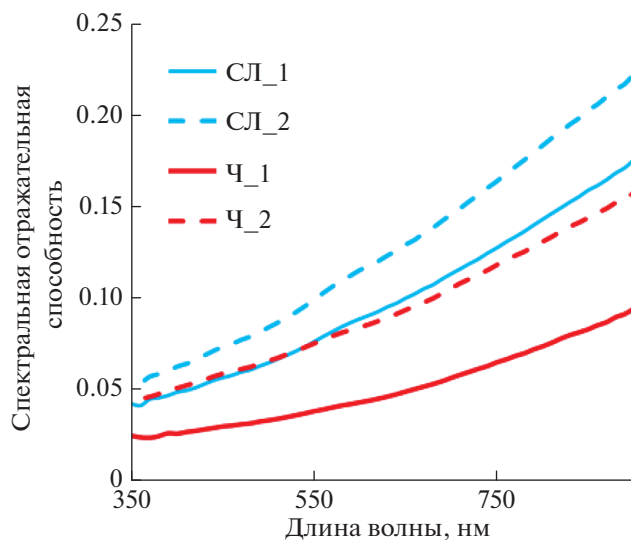


Рис. 5. Спектральная отражательная способность поверхностного слоя пахотных почв (0–2 мм): СЛ_1 – нетрансформированная поверхность серой лесной почвы; СЛ_2 – корка на поверхности серой лесной почвы; Ч_1 – нетрансформированная поверхность чернозема; Ч_2 – корка на поверхности чернозема. Спектральная отражательная способность измеряется в относительных единицах.

ше крупных фракций минералов, меньше растительных остатков, но становится больше тонкодисперсного органического вещества.

Согласно данным площадного РФА наиболее сильная дифференциация валового содержания макроэлементов произошла в серой лесной почве, наименьшая – в дерново-подзолистой почве.

Изменение цвета открытой поверхности пахотных почв. Спектральная отражательная способность открытой поверхности пахотных почв при ее трансформации также изменяется. Полевые измерения показывают, что изменяется как интенсивность спектрального отражения, так и форма спектральной кривой (рис. 5). Изменение интенсивности спектрального отражения связано, в основном, с разрушением почвенных агрегатов поверхностного слоя, которое происходит под воздействием атмосферных осадков и сопровождается сглаживанием поверхности и ее уплотнением. Поскольку поры выступают как ловушки для электромагнитного излучения, то уменьшение их числа и размера является также одной из причин увеличения интенсивности спектрального отражения поверхности почвы [4, 13]. К этому же может приводить и уменьшение содержания глинистых минералов, а также кластогенных минералов, за исключением кварца, который накапливается во фракции >10 мкм.

Изменение формы спектральной кривой вызвано изменением свойств, определяющих цвет

почвы (минералогический состав, органическое вещество).

Изменение СОС поверхности пахотных почв становится более выраженным при увеличении длины волны. При этом СОС поверхности дерново-подзолистой почвы меняется сильнее СОС поверхности остальных почв. В частности, увеличивается разница в отражении между красным и ближним ИК каналах, что может быть связано с началом формирования биологической корки на поверхности данной почвы [18, 30]. Выраженность биологической корки существенно зависит от влажности поверхностного слоя и того, насколько быстро он высыхает после дождя. В данном случае, вероятнее всего, открытая поверхность дерново-подзолистой почвы была перувлажнена определенный период времени до съемки спектральных кривых, что могло привести к формированию немного более выраженной биологической корки.

Результаты, полученные в модельном эксперименте, также подтверждают увеличение интенсивности спектральной отражательной способности при трансформации поверхности почв под воздействием дождей [1]. Чем дольше поверхность почвы находится под воздействием атмосферных осадков, тем сильнее увеличивается интенсивность отражения и возрастает разница между спектральным отражением в разных каналах. При этом наибольшая разница между спектральным отражением поверхности корки и смешанного образца наблюдалась в красной области спектра.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты макроморфологических, микротомографических и химических анализов показывают, что на поверхности почв под воздействием атмосферных осадков формируется в различной степени выраженный слой корки, который по своим свойствам существенно отличается от нижележащей части пахотного горизонта. Микротомографический анализ показал, что под коркой иногда выделяется еще один промежуточный слой (в серой лесной почве). Но по данным площадного химического картографирования достоверно выделяется лишь корка и нижележащий почвенный слой.

Результаты микроморфологического анализа позволили установить формирование под воздействием дождей элювиально-иллювиального микропрофиля, который выделяется в верхней части пахотного горизонта. Это же было отмечено ранее и при изучении гранулометрического и минералогического состава свойств этих же образцов [6]. Под воздействием атмосферных осадков в модельном эксперименте в поверхностном слое всех

исследуемых почв происходило перераспределение гранулометрических фракций. Так, в выщелоченном черноземе и серой лесной почве в поверхностном слое уменьшилось содержание ила, тонкой и средней пыли. При этом увеличилось содержание фракции >10 мкм.

Перераспределение тонкодисперсных фракций за счет периодического разрушения глинисто-гумусовых агрегатов ударной силой дождевых капель, выноса более тонких микроагрегатов или органо-минеральных сгустков и отдельных тонкопылеватых и глинистых частиц в нижележащие слои (ниже поверхностных 2 мм, судя по данным микроморфологического анализа – рис. 1, А, Б; рис. 2, А, Б, Д, Е) вызвало перераспределение в содержании кластогенных и глинистых частиц в корке. Среди минеральных фаз наиболее заметная разница между микрогоризонтами вымывания и вмывания отмечена в содержании лабильных силикатов, как наиболее чувствительных минеральных компонентов.

Необходимо отметить, что фактически микрогоризонты вымывания и вмывания выделяются в слое, который макроморфологически диагностируется как корка и самый ближний подкорковый слой. То есть микроморфологический анализ позволил выявить особенности трансформации поверхности почв под воздействием дождей, которые на основе микротомографического и химического анализов выявить не удалось.

Отмечаемая разница в химическом составе между слоями корки и подкорки связана с изменением органического вещества и минералогического состава в поверхностном слое почвы, в основном, по-видимому, за счет его перераспределения.

В целом наблюдаемые изменения и микротомографически, и микроморфологически схожи с процессами коркообразования в орошаемых щелочными водами почвах или в такырах [37]. Но их выраженность намного слабее, что обусловлено как свойствами пахотного горизонта почвы, так и слабой минерализацией атмосферных осадков.

В полевом определителе почв 2008 г. [5] похоже образование было предложено выделять как генетический признак – корково-подкорковый микропрофиль ([akl]), правда для аридных карбонатных почв, что не позволяет напрямую использовать этот генетический признак в нашем случае, хотя по результатам элювиально-иллювиальной дифференциации веществ можно говорить о большом сходстве между ними.

Следовательно, под воздействием атмосферных осадков на поверхности пахотной почвы образуется в различной степени выраженная корка с внутренней элювиально-иллювиальной дифференциацией почвенной массы. Дифференциация

проявляется в структуре и в соотношении крупно- и тонкодисперсных частиц. Чем дольше поверхность почвы открыта и подвергается воздействию атмосферных осадков и ветра, тем больше выражена корка и ее дифференциация на микрогоризонты.

Поверхность корки растрескивается. Интересно отметить, что положение трещин на поверхности в каждом цикле увлажнения поверхности/высыхания остается постоянным, что скорее всего обусловлено физическими свойствами всего пахотного горизонта почв (особенностями локальной макропористости пахотных горизонтов).

На поверхности корки могут остаточным образом накапливаться или водонепроницаемые агрегаты почвы, масса которых не позволяет их перемещение формирующимися во время дождей водными потоками (рис. S3), или более мелкие агрегаты, между которыми, за счет разрушения тонкодисперсного минерально-органического вещества агрегатов, остаются пылеватый силикатный материал, заполняющий межагрегатные поры (рис. 1, Д, Е, 2, А, Б). В почвах легкого гранулометрического состава на поверхности аккумулируются отмытые от гумусово-илистого вещества песчаные зерна, в почвах суглинистого состава с высоким содержанием лабильных глинистых минералов – тонкопылеватые. Полевые обследования также показали, что в черноземных почвах на поверхности корки часто формируется своеобразная “присыпка”, состоящая из водонепроницаемых гумусированных агрегатов [31], но в модельном эксперименте выраженность этого процесса была минимальной. В результате подобной трансформации свойства поверхностного слоя пахотного горизонта (несколько миллиметров) становятся отличными от свойств самого пахотного горизонта. Изменяются цвет поверхности, микростроение, минералогический и химический состав, содержание гумуса. Таким образом, поверхностный слой пахотных почв можно рассматривать как особый пограничный с атмосферой микропрофиль со слоями вымывания и вмывания (четко диагностируемыми микроморфологически), который существует достаточно непродолжительное время и уничтожается распашкой или боронованием, но постоянно восстанавливается после воздействия очередного дождя.

При разрушении этого микропрофиля в результате распашки, его вещество перемешивается со всем пахотным слоем, в результате чего могут постепенно изменяться свойства и самого пахотного горизонта и предопределяться тренды эволюции пахотных почв. Фрагменты подобных трансформированных поверхностных слоев часто находят в виде агрегатов внутри пахотного горизонта [37]. Так, например, теоретически, увеличение количества ливневых осадков в результате глобальных изменений климата [3] мо-

жет приводить к большей выраженности описанной выше трансформации поверхностного слоя почв, и, как следствие, к более быстрому изменению свойств самого пахотного горизонта почв. Для доказательства этой гипотезы необходимы дополнительные специальные исследования.

Формирование на поверхности почв корки с выраженным элювиально-иллювиальным перераспределением веществ и формированием особых по составу и структурной организации микрогоризонтов также оказывает существенное влияние и на энергетический баланс почв (увеличивая отражение солнечной энергии), и, соответственно, на возможности дистанционного [9, 29] и бесконтактного [36] детектирования свойств почв. Именно это может быть одной из причин того, что несмотря на достаточно продолжительные и многочисленные эксперименты, технологии надежного автоматизированного дистанционного и бесконтактного картографирования и мониторинга почв до сих пор так и не разработаны [8].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В умеренной климатической зоне воздействие дождей на открытую поверхность пахотных почв приводит к изменению свойств как поверхности, так и поверхностного слоя пахотного горизонта. Состояние органико-минерального вещества и гранулометрический состав исходной почвы определяют формирование корки, которая морфологически представляет собой микропрофиль с микрогоризонтами вымывания и вмывания (по типу [akl]). Больше всего изменений связано с микростроением, минералогическим составом ила, содержанием гумуса, а также с их соотношением и структурной организацией почв. Перераспределение гранулометрических фракций в каждом новообразованном микрогоризонте обусловлено процессами разрушения исходных микроагрегатов, элювиально-иллювиальным перераспределением тонких агрегатов и/или тонкопылевато-илистых фракций. Среди глинистых минералов в поверхностных элювиальных микрогоризонтах сильнее всего сокращается доля лабильных минералов. В результате свойства трансформированной поверхности пахотных почв отличаются от свойств самого пахотного горизонта почв. И чем дольше поверхность остается экспонированной под дождями, тем больше становится эта разница, тем более отчетливым будет формирование и дифференциация поверхностного микропрофиля с образованием элювиальных и иллювиальных микрогоризонтов.

Увеличение количества и интенсивности осадков может привести к существенному ухудшению свойств пахотных почв и к усилению их деградации.

Изменение вещественного и химического состава поверхностного слоя почв вызывает изме-

нение их спектральной отражательной способности, что необходимо учитывать при детектировании свойств почв по данным дистанционного и бесконтактного зондирования. Например, детектирование содержания гумуса в пахотном горизонте будет более надежным при съемке свежевспаханной и проборонованной пашни. Минералогический состав почв, в свою очередь, будет надежнее детектироваться по изображениям трансформированной поверхности почв.

Полученные результаты исследований основаны на комплексном анализе образцов лишь трех типов почв. Для подтверждения полученных выводов необходимо проведение подобных работ и на других почвах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РФ в лице Минобрнауки (ИЮС, ЕЮП, анализ цвета поверхности и ее спектров, соглашение № 075-15-2020-909), в рамках Программы стратегического академического лидерства РУДН, а также Программы развития МГУ им. М.В. Ломоносова (ДСВ, рентгенофлуоресцентный спектрометр Bruker Tornado M4 plus).

Ряд использованного оборудования – поляризационный микроскоп Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26 и программным обеспечением Stream Basic; микротомограф Bruker SkyScan 1172G с фирменным ПО – входят в Центр коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Тестовые участки для отбора образцов почв и полевых наблюдений: 1 – Домодедовский район Московской области; 2 – Ясногорский район Тульской области; 3 – Веневский район Тульской области; 4 – Шекинский район Тульской области; 5 – Плавский район Тульской области.

Рис. S2. Водопрочные гумусированные агрегаты на поверхности черноземных почв в поле.

Рис. S3. Трансформация поверхности почв (0–2 мм) под воздействием атмосферных условий в модельном эксперименте (дерново-подзолистая почва (а, г), серая лесная почва (б, д), чернозем выщелоченный (в, е); не-трансформированная поверхность – а, б, в; трансформированная – г, д, е).

Рис. S4. Модели микромонолитов поверхностного четырехсантиметрового слоя почв (а – чернозем выще-

лоченный, б – серая лесная почва, в – дерново-подзолистая почва).

Таблица S1. Химические свойства, содержание макро- и микроэлементов в пахотном горизонте серых лесных пахотных почв (24 образца).

Таблица S2. Химические свойства, содержание макро- и микроэлементов в пахотном горизонте черноземов оподзоленных (14 образцов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виндекер Г.В., Прудникова Е.Ю., Савин И.Ю. Трансформация открытой поверхности почв под воздействием атмосферных осадков в модельном эксперименте // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 95. С. 23–40. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-95-23-40>
2. Молчанов Э.Н., Савин И.Ю., Яковлев А.С., Булгаков Д.С., Макаров О.А. Отечественные подходы к оценке степени деградации почв и земель // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1394. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15110118>
3. Национальный доклад “Глобальный климат и почвенный покров России: оценка рисков и эколого-экономических последствий деградации земель. Адаптивные системы и технологии рационального природопользования (сельское и лесное хозяйство)” / Под ред. А.И. Бедрицкого. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2018. 282 с.
4. Орлов Д.С. Спектральная отражательная способность почв и их компонентов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 175 с.
5. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
6. Прудникова Е.Ю., Варламов Е.Б., Чурилин Н.А., Чурилина А.Е. Дифференциация и баланс минералов при трансформации открытой поверхности пахотных почв под воздействием атмосферных осадков // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2019. Вып. 98. С. 105–131. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2019-98-105-131>
7. Прудникова Е.Ю., Савин И.Ю. Исследование оптических свойств открытой поверхности почв // Оптический журнал. 2016. Т. 83. № 10. С. 79–86. <https://doi.org/10.1364/JOT.83.000642>
8. Савин И.Ю., Жоголев А.В., Прудникова Е.Ю. Современные тренды и проблемы почвенной картографии // Почвоведение. 2019. № 5. С. 517–528. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19050101>
9. Савин И.Ю., Прудникова Е.Ю. Об оптимальном сроке спутниковой съемки для картографирования пахотных почв // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2014. № 74. С. 66–77. <https://yadi.sk/i/F9Vfe-zOfhjqs>
10. Чижикова Н.П., Лебедева (Верба) М.П., Лебедев М.А. Минералогический состав и микростроение почв аккумулятивно-денудационного ландшафта северной части лесостепи и сносимого при эрозии материала // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2010. № 65. С. 36–47. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2010-65-36-47>
11. Ben-Dor E., Goldshleger N., Benyamini Y., Agassi M.R., Blumberg D.G. The spectral reflectance properties of soil structural crusts in the 1.2-to 2.5- μm spectral region // Soil Sci. Soc. Am. J. 2003. V. 67. № 1. P. 289–299. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.2890>
12. Cierniewski J., Verbrugghe M., Marlewski A. Effects of farming works on soil surface bidirectional reflectance measurements and modelling // Int. J. Remote Sens. 2002. № 23. P. 1075–1094. <https://doi.org/10.1080/01431160110071897>
13. Dematté J.A.M., Nanni M.R., Da Silva A.P., de Melo Filho J.F., Dos Santos W.C., Campos R.C. Soil density evaluated by spectral reflectance as an evidence of compaction effects // Int. J. Remote Sens. 2010. V. 31. № 2. P. 403–422.
14. Denis A., Stevens A., van Wesemael B., Udelhoven T., Tychon B. Soil organic carbon assessment by field and airborne spectrometry in bare croplands: accounting for soil surface roughness // Geoderma. 2014. V. 226–227. P. 94–102. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.02.015>
15. Eshel G., Levy G.J., Singer M.J. Spectral reflectance properties of crusted soils under solar illumination // Soil Sci. Soc. Am. J. 2004. V. 68. № 6. P. 1982–1991. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.1982>
16. Gerasimova M., Lebedeva M. Organo-mineral Surface Horizons / Chapter 18. Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths (Second Edition). Elsevier. 2018. P. 513–538. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63522-8.00019-X>
17. IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources 2014: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Update 2015. World Soil Resour. Rep. 2015.
18. Karnieli A., Sarafis V. Reflectance spectrophotometry of cyanobacteria within soil crusts—A diagnostic tool // Int. J. Remote Sens. 1996. V. 17. P. 1609–1615. <https://doi.org/10.1080/01431169608948726>
19. Lebedeva M.P., Golovanov D.L., Abrosimov K.N. Micromorphological diagnostics of pedogenetic, eolian, and colluvial processes from data on the fabrics of crusty horizons in differently aged extremely aridic soils of Mongolia // Quaternary Int. 2016. V. 418. P. 75–83. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.042>
20. Le Bissonnais Y., Bruand A., Jamagne M. Laboratory experimental study of soil crusting: Relation between aggregate breakdown mechanisms and crust structure // Catena. 1989. V. 16. № 4–5. P. 377–392. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(89\)90022-2](https://doi.org/10.1016/0341-8162(89)90022-2)
21. Malam Issa O., Valentin C., Rajot J.L., Cerdan O., Desprats J.F., Bouchet T. Runoff generation fostered by physical and biological crusts in semi-arid sandy soils // Geoderma. 2011. V. 167. P. 22–29. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.09.013>
22. Mermut A.R., Luk S.H., Römkens M.J.M., Poesen J.W.A. Micromorphological and mineralogical components of surface sealing in loess soils from different geographic regions // Geoderma. 1995. V. 66. P. 71–84. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(94\)00053-D](https://doi.org/10.1016/0016-7061(94)00053-D)
23. Morphometric parameters measured by Skyscan™ CT analyser software. Bruker, 2012.
24. Minasny B., McBratney A.B., Bellon-Maurel V., Roger J.M., Gobrecht A., Ferrand L., Joalland S. Removing the effect of soil moisture from NIR diffuse reflectance spectra for the prediction of soil organic carbon // Geoderma. 2011. V. 167–168. P. 118–124. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.09.008>

25. Niu J., Yang K., Tang Z., Wang Y. Relationships between Soil Crust Development and Soil Properties in the Desert Region of North China // Sustainability. 2017. V. 9. P. 725. <https://doi.org/10.3390/su9050725>
26. Pagliai M., La Marca M., Lucamante G. Micromorphometric and micromorphological investigations of a clay loam soil in viticulture under zero and conventional tillage // J. Soil Sci. 1983. V. 34. P. 391–403. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1983.tb01044.x>
27. Pagliai M., Bisdorf E.B.A., Ledin S. Changes in surface structure (crusting) after application of sewage sludges and pig slurry to cultivated agricultural soils in northern Italy // Geoderma. 1983. V. 30. P. 35–53. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(83\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0016-7061(83)90055-1)
28. Pagliai M., Vignozzi N., Pellegrini S. Soil Structure and the effect of management practices // Soil and Till. Res. 2004. V. 79. P. 131–143. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.07.002>
29. Prudnikova E.Yu., Savin I.Yu. The effect of open soil surface patterns on soil detectability based on optical remote sensing data // Proceedings of the 2nd International Electronic Conference on Remote Sensing. Sciforum Electronic Conference Series. 2018. V. 2. P. 1–8. <https://sciforum.net/manuscripts/5170/manuscript.pdf>
30. Román J.R., Rodríguez-Caballero E., Rodríguez-Lozano B., Roncero-Ramos B., Chamizo S., Águila-Carricondo P., Cantón Y. Spectral response analysis: An indirect and non-destructive methodology for the chlorophyll quantification of biocrusts // Remote Sens. 2019. V. 11. P. 1350. <https://doi.org/10.3390/rs11111350>
31. Savin I. Formation of reflectance properties of the surface of tilled chernozem soil // Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering. 1993. V. 2107. P. 304–313. <https://doi.org/10.1117/12.162165>
32. SkyScan CT-Analyzer (“CTan”). User manual. 2020.
33. SkyScan nRecon. User manual. 2016.
34. Stevens A., Ramirez-Lopez L., Stevens M.A. Rcpp L. Package ‘Prospectr’. Technical Report. 2015. Available online: <ftp://rm.mirror.garr.it/mirrors/CRAN/web/packages/prospectr/prospectr.pdf>
35. Stoops G. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Soil Science Society of America. 2003. 184 p.
36. Viscarra Rossel R.A., Adamchuk V.I., Sudduth K.A., McKenzie N.J., Lobsey C. Chapter Five – Proximal Soil Sensing: An Effective Approach for Soil Measurements in Space and Time // Advances in Agronomy. Academic Press. 2011. V. 113. P. 243–291. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386473-4.00005-1>
37. Williams A.J., Pagliai M., Stoops G. Physical and Biological Surface Crusts and Seals // Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Chapter 19. Elsevier, 2018. P. 539–574. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63522-8.00019-X>

Transformation of Surface Layer of Ploughed Soil Horizon under the Impact of Atmospheric Precipitation

**E. Yu. Prudnikova^{1,2,*}, I. Yu. Savin^{1,2}, M. P. Lebedeva¹, D. S. Volkov^{1,3},
O. B. Rogova¹, E. B. Varlamov¹, and K. N. Abrosimov¹**

¹Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

²Ecological Faculty RUDN, Moscow, 117198 Russia

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

*e-mail: prudnikova_eyu@esoil.ru

The aim of the research was to analyze the features of the transformation of the surface layer of the arable horizons of chernozem, gray forest and sod-podzolic soils under the influence of atmospheric conditions (precipitation, wind, solar energy). The studies were carried out using soil samples taken at key sites, as well as the results of a model experiment. The state of the soil surface, its color, micromorphological and microtomographic structure, and the chemical composition of the surface layer of the arable soil horizon were analyzed. It has been established that the effect of atmospheric precipitation on the open surface of arable soils leads to a change in the properties of the surface layer of the arable horizon. Changes in the mineralogical composition are expressed in the redistribution of minerals between particle size fractions. The longer the soil surface remains open under the influence of alternating precipitation and drying, the more pronounced is the formation of surface washout microlayers (eluvial) and washin microlayers (illuvial), differing in the content of finely dispersed organo-mineral substances and their structural organization. The initial state of humus and the granulometric composition of the soil predetermine the specificity of the forming surface microhorizons. In this case, a layer of dusty or sandy material with a minimum amount of microaggregates and finely dispersed matter forms in the upper part, and below the size and number of aggregates clearly increase. The revealed regularities must be taken into account when detecting the properties of soils according to the data of remote and non-contact sensing. To detect the humus content in the arable horizon, it is necessary to survey the freshly plowed and burrowed surface of arable soils. The mineralogical composition, in turn, will be better detected from the images of the transformed surface of arable soils.

Keywords: arable soils, soil spectral reflectance, soil degradation, contactless methods of soil studies, soil crust, Albic Retisols, Luvisols, Luvic Chernic Phaeozems, Luvic Greyzemic Phaeozems