СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2020

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Цифровая почвенная карта южного берега Крыма

Е. Ю. Сухачева, Я. С. Ревина 389

Ризолиты в палеопочвах девона и раннего карбона
и их палеоэкологическая интерпретация

Т. В. Алексеева 398

ХИМИЯ ПОЧВ

Изотопный состав углерода гумусовых кислот дерново-подзолистых почв
и черноземов

М. И. Макаров, Т. И. Малышева, А. А. Гончаров, А. В. Тиунов 414

ФИЗИКА ПОЧВ

Физико-химические характеристики органо-глинистых комплексов хроноряда
дерново-подзолистых почв методами динамического светорассеяния
и светорассеяния с анализом фаз

З. С. Артемьева, Н. П. Кириллова, Н. Н. Данченко, Б. М. Когут, Е. Б. Таллер 421

Взаимосвязь размера агрегатов, содержания дисперсного органического вещества
и разложения растительных остатков в почве

*В. М. Семенов, Т. Н. Лебедева, Н. Б. Паутова, Д. П. Хромычкина,
И. В. Ковалев, Н. О. Ковалева* 430

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Микробная биомасса, запасы углерода и эмиссия CO_2 в почвах
Земли Франца-Иосифа: высокоарктические тундры или полярные пустыни?

*Д. А. Никитин, Л. В. Лысак, Н. С. Мергелов, А. В. Долгих,
Э. П. Зазовская, С. В. Горячкин* 444

МЕЛИОРАЦИЯ ПОЧВ

Изменение засоленности орошаемых почв участка Червленое за четверть века
(Волгоградская область)

И. Н. Горохова, Н. Б. Хитров, Е. И. Кравченко 463

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Влияние нулевой, минимальной и классической обработок на эрозию и свойства почв
в Нижней Австрии

М. А. Комиссаров, А. Клик 473

Развитие солончакового процесса в почвах долин малых рек таежно-лесной зоны
в связи с производством калийных солей

О. З. Еремченко, И. В. Пахоруков, И. Е. Шестаков 483

Антропогенные почвы ботанических садов (обзор)

В. И. Чупина 495

Contents

No. 4, 2020

Genesis and Geography of Soils

Medium-Scale Soil Map of the Crimea Southern Coast

E. Yu. Sukhacheva and Ya. S. Revina 389

Rhizoliths in Devonian and Early Carboniferous Paleosols and Their Paleoecological Interpretation

T. V. Alekseeva 398

Soil Chemistry

Carbon Isotope Ratios in Soil Humus Acids in Chernozems and Soddy-Podzolic Soils

M. I. Makarov, T. I. Malysheva, A. A. Goncharov, and A. V. Tiunov 414

Soil Physics

Physical and Chemical Characteristics of Organo-Clay Complexes in Soddy-Podzolic Soils Chronosequence Studied by Dynamic Light Scattering and Phase Analysis Light Scattering

Z. S. Artemyeva, N. P. Kirillova, N. N. Danchenko, B. M. Kogut, and E. B. Taller 421

Relationships between the Size of Aggregates, Particulate Organic Matter Content and Plant Residues Decomposition in the Soil

V. M. Semenov, T. N. Lebedeva, N. B. Pautova, D. P. Khromychkina, I. V. Kovalev, and N. O. Kovaleva 430

Soil Biology

Microbial Biomass, Carbon Stocks and CO_2 Emission in Soils of the Franz Josef Land: High Arctic Tundra or Polar Deserts?

D. A. Nikitin, L. V. Lysak, N. S. Mergelov, A. V. Dolgikh, E. P. Zazovskaya, and S. V. Goryachkin 444

Soil Reclamation

Changes in Soil Salinity at the Chervlenoe Irrigation Massive during a Quarter of the Century (Volgograd Region)

I. N. Gorokhova, N. B. Khitrov, and E. I. Kravchenko 463

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Impact of No-Till, Conservation and Conventional Tillage on Erosion and Soil Properties in Lower Austria

M. A. Komissarov and A. Klik 473

Development of the Solonchak Process in the Soils of the Small Rivers Valleys of the Taiga-Forest Zone in Connection with the Production of Potassium Salts

O. Z. Eremchenko, I. V. Pakhorukov, and I. E. Shestakov 483

Anthropogenic Soils of Botanical Gardens (Review)

V. I. Chupina 495

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 389–397

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.47

ЦИФРОВАЯ ПОЧВЕННАЯ КАРТА ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА

© 2020 г. Е. Ю. Сухачева[a, b, *], Я. С. Ревина[a]

[a] Центральный музей почвоведения им. В.В. Докучаева, Биржевой проезд, 6, Санкт-Петербург, 199034 Россия

[b] Институт наук о Земле СПбГУ, Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: Lenasoil@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2019 г.
После доработки 02.08.2019 г.
Принята к публикации 29.11.2019 г.

Создана цифровая почвенная карта территории южного берега Крыма (масштаб 1 : 100000) от мыса Айя на западе до г. Феодосия на востоке. Карта содержит актуализированную информацию о почвенном покрове естественных, антропогенно-преобразованных ландшафтов и урбанизированных территорий. Карта создана в геоинформационной системе с применением дистанционных методов исследования, методов дешифрирования и анализа многоканальных космических снимков. Легенда составлена на основе "Классификации и диагностики почв России" (2004). На карте отображены 1053 картографических выдела естественных почв, почв сельскохозяйственных угодий, почв террасированных склонов, различных типов структур почвенного покрова естественных и урбанизированных территорий. Показана степень смытости почв и доля естественных почв в контурах агрогенно-трансформированных. Анализ почвенной карты показал, что естественный почвенный покров занимает 63% от общей площади изученной территории. Доминирующими почвами являются буроземы (Dystric Cambisols) и коричневые почвы (Eutric Cambisols). Среди антропогенно-преобразованного почвенного покрова наибольшую площадь (15%) занимает почвенное урбанизированное пространство, около 12% приходится на ареалы почв сельскохозяйственных угодий и 10% территории – это почвы террасированных склонов, созданных под склонозащитные лесопосадки. Под лесопосадками широко распространены посттурбоземы – почвы, не имеющие аналогов в рамках "Классификации и диагностики почв России" (2004). Карта отображает особенности современного почвенного покрова южного берега Крыма и может быть использована в сельском и лесном хозяйстве, при географических, почвенных, экологических исследованиях.

Ключевые слова: Крымский полуостров, почвы Крыма, структура почвенного покрова, буроземы, коричневые почвы, почвы террасированных склонов, почвы виноградников, городские почвы

DOI: 10.31857/S0032180X20040140

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в Крыму активно реализуется ряд программ по всестороннему развитию региона. Важнейшими направлениями роста экономического потенциала уникальной в природном и историческом отношении территории южного берега Крыма (**ЮБК**) являются сельское хозяйство и туризм. Для планирования эффективных мероприятий и инвестиций в эти отрасли необходимо учитывать природные особенности региона, в том числе характер почвенного покрова. Региональная политика должна основываться на актуализированной информации о почвах этой части Крымского полуострова и понимании базовой роли почв в обеспечении населения сельскохозяйственной продукцией, сохранении биоразнообразия, возобновлении и воспроизводстве лесных ресурсов, обеспечении экологических основ качества жизни населения.

Впервые почвенный покров ЮБК был отображен на почвенной карте европейской части России, составленной Н.М. Сибирцевым, Г.И. Танфильевым и А.Р. Ферхминым, единым контуром грубых и скелетных почв на известковых горных породах, мергелистых и глинисто-сланцеватых почв [24]. В 1932 г. издана карта почв Крымского государственного лесного заповедника и прилегающих местностей, составленная Антиповым-Каратаевым и Прасоловым [1], однако она покрывает лишь небольшую часть территории ЮБК.

Наиболее информативной почвенной картой этой части Крыма до настоящего времени являлась "Карта ґрунтів Української РСР" (м-б 1 : 200000) [12], которая была составлена в 1967 г. Помимо 123 ареалов почв и почвенных комбинаций на территории ЮБК выделены контуры выходов горных пород, показаны степень смытости почв и характер почвообразующих пород. Значительные площади на карте обозначены штриховкой как

земли лесного фонда и территорий населенных пунктов, которые не подвергались почвенному обследованию.

На более поздних картах территория ЮБК обозначена единым почвенным контуром. На “Почвенной карте Крыма” (м-б 1 : 200000), составленной в 1987 г. на основе классификации почв СССР 1977 г. – это коричневые почвы [21], а на почвенной карте Крымского полуострова (м-б 1 : 200000), созданной в 2004 г. также в соответствии с классификацией почв СССР 1977 г. – коричневые горные щебневатые почвы [10].

Таким образом, все существующие картографические материалы не являются носителями актуальной информации о современном почвенном покрове ЮБК и не могут быть использованы в качестве основы для обеспечения рационального природопользования и сохранения почвенных ресурсов уникального региона.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

ЮБК – территория с климатом средиземноморского типа, занимающая нижнюю часть южного макросклона главной гряды Крымских гор и узкую полосу побережья. Для района характерна сильная расчлененность рельефа и разнообразие горных пород. Наиболее распространенными являются таврический флиш, легко поддающийся линейной и плоскостной водной эрозии, известняки, вулканические породы в местах выходов на поверхность отпрепарированных интрузий. Климатические условия в различных частях ЮБК отличаются из-за проявлений высотной поясности и влияния форм рельефа, которые оказывают значительное влияние на характер растительности. В засушливых условиях, как правило, развивается псевдомаквисовая (заросли вечнозеленых жестколистных и колючих кустарников, низкорослых деревьев и высоких трав) и шибляковая растительность, в более влажных – сосновые и скальнодубовые и пушистодубовые леса.

ЮБК активно осваивается человеком – велика доля урбанизированных, агрогенно-преобразованных территорий и террасированных склонов под склонозащитными лесопосадками. Все эти факторы повлияли на разнообразие почв и особенности почвенного покрова исследуемой территории.

В 2016–2018 гг. по результатам полевых исследований и дешифрирования космических снимков, находящихся в открытом доступе, в том числе спутниковой системы Landsat, создана цифровая актуализированная почвенная карта ЮБК. Для верификации выбранных признаков дешифрирования заложили 50 опорных разрезов, а также полуямы и прикопки. Часть из них заложена в типичных условиях формирования почв, другая – в местах, где дешифрирование по космоснимкам было затруднено, а также для характеристики структуры почвенного покрова.

Карта охватывает территорию от мыса Айя на западе до г. Феодосия на востоке. Южная граница проходит по береговой линии, а северная приблизительно по горизонтали 500 м над ур. м. Масштаб карты 1 : 100000. Карта составлена с использованием программ ArcGIS и QGIS. При ее создании учитывали информацию с карты почв Украинской ССР [12], среднемасштабных тематических карт (геологической, климатической, растительности, ландшафтов) [3, 5], опубликованные материалы, содержащие информацию о природных условиях, почвах и особенностях почвенного покрова ЮБК [4, 7, 9–11, 15, 16–20, 23, 28].

Определение классификационного положения исследованных почв проводили на основе “Классификации и диагностики почв России” [29]. Провели корреляцию использовавшихся ранее классификаций [13, 22] и [14, 29]. При составлении карты почвы выделяли и характеризовали на уровне типов и подтипов. При мелкоконтурности и для повышения информативной емкости карты использовали данные о структуре почвенного покрова.

Помимо естественных почв на карте показаны антропогенно-преобразованные почвы сельскохозяйственных земель и террасированных склонов.

При картографировании территорий населенных пунктов ЮБК использовали принципы и подходы, разработанные для отображения почвенного покрова урбанизированных территорий [2]. Так как выделение отдельных ареалов городских почв на карте масштаба 1 : 100000 в большинстве случаев невозможно, контуры выделяли по особенностям структуры почвенного урбанизированного пространства и его компонентному составу.

На карте показана информация о степени смытости почв и доли естественных почв в площади контуров обрабатываемых земель. Степень смытости почв определяли на основе анализа карты крутизны склонов, построенной по данным космоснимков. Долю естественных почв определяли на основе дешифрирования космоснимков.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Цифровая почвенная карта ЮБК масштаба 1 : 100000 содержит 1053 картографических выдела. В легенде (рис. 1) выделено 34 единицы, условно разделенные на четыре группы (естественные почвы, почвы террасированных склонов, почвы обрабатываемых земель, непочвенные образования и почвенный покров урбанизированных территорий), для каждой из которых при работе был создан свой слой. Слои содержат информацию о почвах, почвообразующих породах, пространственной организации почвенного

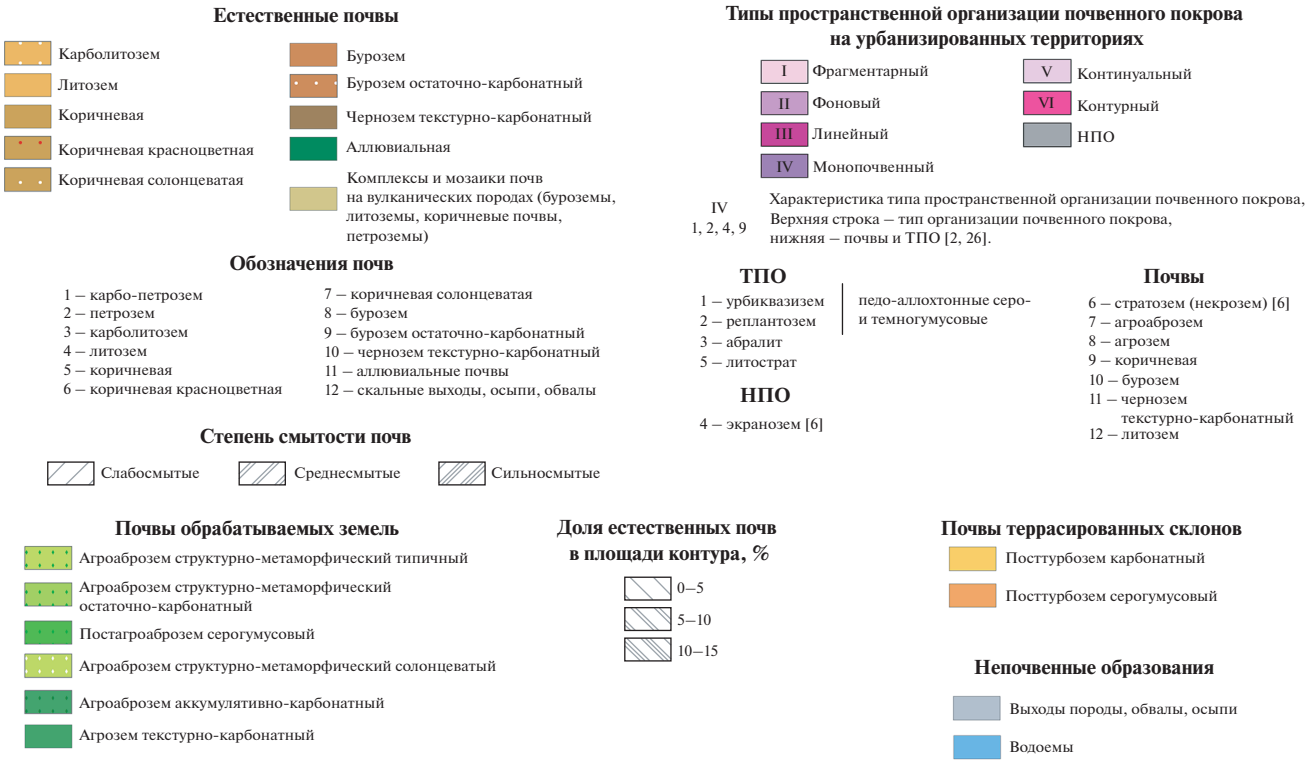

Рис. 1. Легенда цифровой почвенной карты ЮБК.

урбанизированного пространства, степени смытости почв, доли естественных почв в площади контуров обрабатываемых земель. Картографические выделы характеризуются доминирующими и несколькими сопутствующими почвами (рис. 2–4).

Естественный почвенный покров территории ЮБК занимает 62.6% от общей площади изученной территории. Доминирующими почвами являются буроземы, доля которых составляет около 35%, и коричневые почвы, занимающие 23% площади. Ареалы этих почв часто соседствуют между собой и поддаются разграничению при дешифрировании космоснимков по типу растительного покрова и анализу материалов распространения почвообразующих пород. Более трети территории с естественным почвенным покровом занимают мозаики, компонентами которых являются литоземы (Leptosols) и петроземы (Lithic Leptosols).

Ниже приводится краткая характеристика почв ЮБК на уровне типов и подтипов в соответствии с КиДПР [14, 29].

Буроземы (AY–BM–C(ca)) распространены в средней части южного макросклона, а также на склонах северной и восточной экспозиций. Формируются под сосновыми, буково-грабовыми, дубово-грабовыми и дубовыми лесами. Формирование профиля буроземов на некарбонатных породах более характерно для восточной части ЮБК. На остальной части Главной гряды Крымских гор на продуктах выветривания верхнеюрских известняков формируются остаточно-карбонатные буроземы. Морфологическое строение и свойства буроземов ЮБК полностью соответствуют типичному профилю буроземов в соответствии с [29] – срединный горизонт BM отличается характерным бурым цветом и ореховатой структурой, отдельности имеют матовую шероховатую поверхность. На склонах часто встречаются профили небольшой мощности или с частично смытым гумусовым горизонтом.

Коричневые почвы (AU–BM–BCA–Cca) преобладают в нижней части макросклона Главной гряды Крымских гор под шибляковой и разреженной лесной растительностью. Они формируются на продуктах выветривания карбонатных пород. В результате исследований выявлено, что формирование профиля данных почв в условиях ЮБК не всегда приводит к образованию типодиагностического горизонта с карбонатными новообразованиями, хотя вскипание наблюдается во всех случаях. Формирование горизонта BCA не было отмечено у коричневых почв бухты Ласпи, в то время как в профиле коричневых почв хребта Алчах-Кезин-Сырты между поселком Веселое и Судаком он был хорошо выраженным и полностью соответствовал типовым характеристикам.

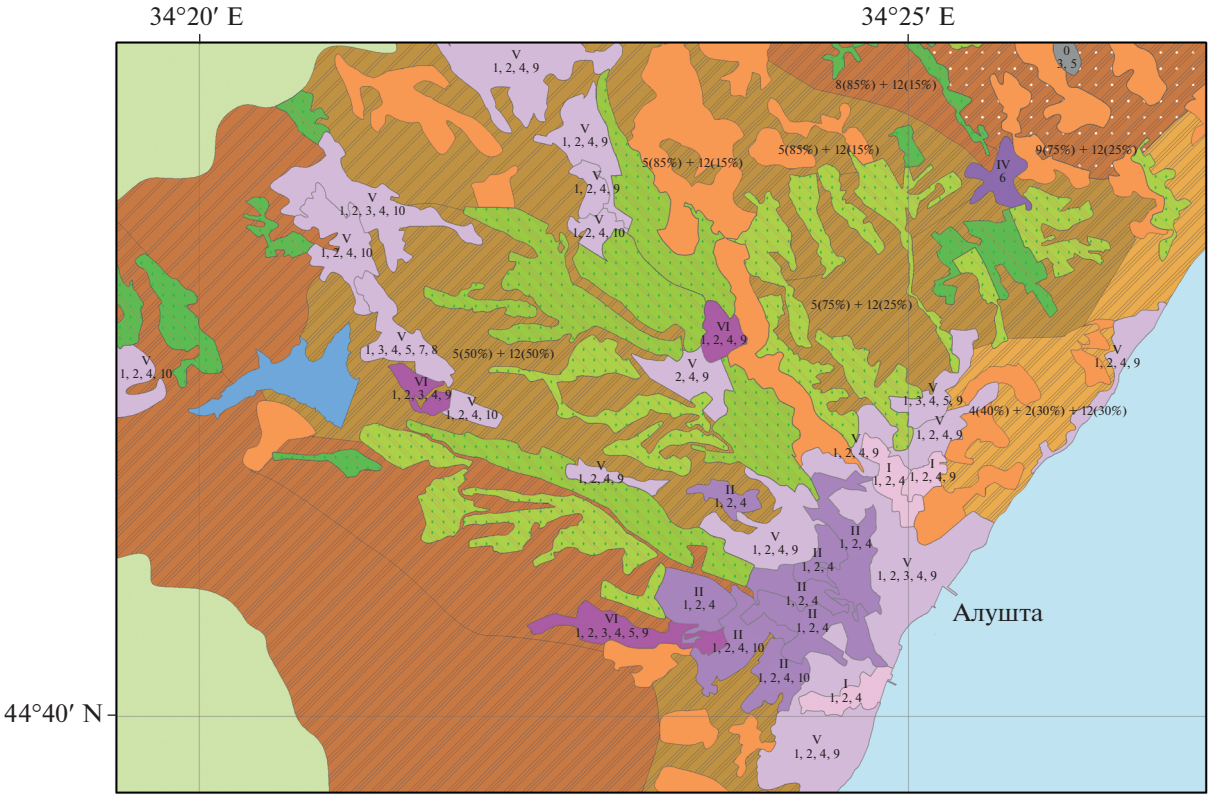

Рис. 2. Фрагмент цифровой почвенной карты ЮБК в районе г. Алушта.

По результатам более ранних почвенных исследований ЮБК коричневые почвы были выделены на глинистых сланцах. Согласно классификации и диагностике почв СССР, это были выщелоченные или бескарбонатные подтипы. В соответствии с классификаций почв России, такие почвы не могут быть отнесены к типу коричневых почв, так как в них отсутствует горизонт BCA.

Из-за широкого распространения на территории ЮБК склоновых позиций различной крутизны в почвенном покрове часто встречаются смытые и неполноразвитые коричневые почвы.

На исследованной территории описаны также красноцветные и солонцеватые коричневые почвы, общая площадь которых составляет менее 2% от всей площади естественного почвенного покрова. Коричневые солонцеватые почвы формируются в районе мыса Меганом на засоленных почвообразующих породах [10, 21, 25]. На территории заповедника “Мыс Мартьян” локально распространены красноцветные коричневые почвы. Они формируются на продуктах выветривания известняков под шибляковой растительностью. От коричневых почв отличаются высоким содержанием в профиле окристаллизованного железа, что связано с особенностями водного и температурного режима данных почв и придает почвенной массе красный оттенок [14, 19].

Литоземы (Leptosols) относятся к широко распространенным почвам ЮБК. Они характерны для склоновых позиций, реже формируются на водоразделах. Наиболее часто литоземы встречаются на территории восточнее Алушты – района наиболее широкого распространения бескарбонатных пород и интенсивного развития водной и плоскостной эрозии. На территории ЮБК литоземы встречаются под различными типами растительности. Под лесами выделены литоземы серогумусовые (AY–(C)–R) и литоземы темногумусовые (AU–(C)–R). Последние, как и литоземы грубогумусовые (AO–(C)–R), могут встречаться и под горно-степной растительностью. Под разреженной травянистой растительностью в засушливых условиях часто формируются литоземы светлогумусовые (AJ–(C)–R). В срединной части профиля литоземов иногда наблюдаются признаки различных почвенных процессов, чаще всего, метаморфического. Литоземы являются преобладающим типом почв в мозаиках, широко распространенных на исследованной территории.

Карболитоземы (Rendzic Leptosols) формируются на верхнеюрских известняках и продуктах их выветривания под лесами, кустарниковыми

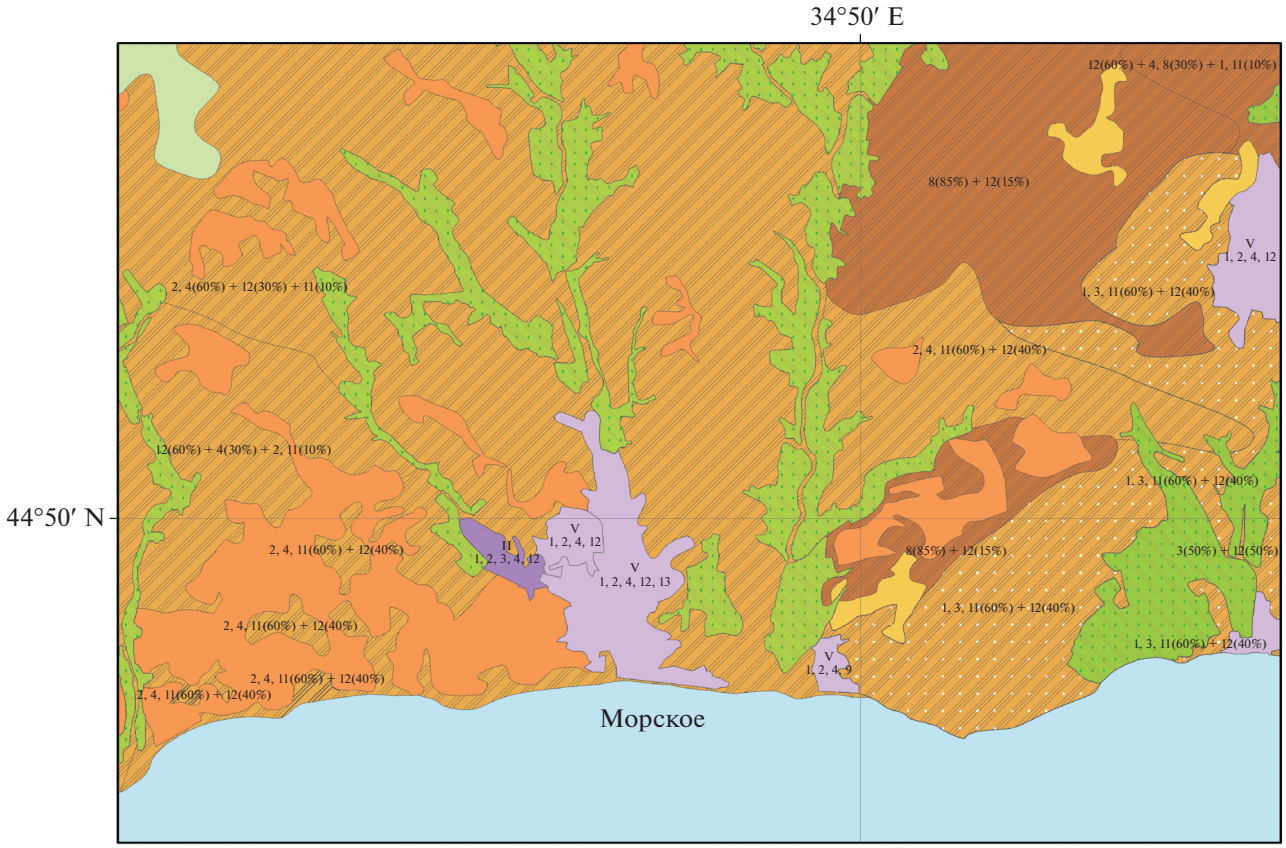

Рис. 3. Фрагмент цифровой почвенной карты ЮБК в районе пос. Морское.

зарослями и под горно-степной растительностью. В рельефе ареалы этих почв приурочены к тем же позициям, что и ареалы литоземов, но, кроме этого, они могут встречаться на скалистых склонах в небольших понижениях. В таких условиях карболитоземы часто образуют мозаики с карбопетроземами и выходами горных пород.

На территории ЮБК выделены карболитоземы перегнойно-темногумусовые (AH–(Cca)–Rca) и карболитоземы темногумусовые (AU–(Cca)–Rca). Доля мозаик с участием карблитоземов составляет около 4% от площади исследованной территории с естественным почвенный покров.

На крутых склонах и скальных выходах горных пород широко распространены слаборазвитые почвы: петроземы и карбопетроземы.

Петроземы (O–R) (Dystric Lithic Leptosols) и **петроземы гумусовые** (W–R) формируются на выходах пород вулканического происхождения и других некарбонатных породах. Их ареалы занимают небольшие площади и приурочены к небольшим трещинам или другим отрицательным формам микрорельефа. Вместе с выходами пород и литоземами петроземы образуют мозаики. Как правило, на них произрастают представители травянистых видов, редко кустарники или небольшие деревья.

Карбо-петроземы (O–Rca) (Eutric Lithic Leptosols) и **карбо-петроземы гумусовые** (W–Rca) формируются в сходных с петроземами условиях, но на выходах карбонатных пород или продуктах их выветривания, в том числе на останцах, осыпях и обвалах, крутых склонах, покрытых лесной растительностью с доминированием сосны крымской. Часто ареалы карбо-петроземов чередуются с ареалами карболитоземов, образуя мелкоконтурный мозаичный почвенный покров.

Почвы террасированных склонов. На территории ЮБК широко распространены участки, на которых проводились лесомелиоративные мероприятия для укрепления склонов и предотвращения развития водной и плоскостной эрозии (10.3% от общей площади). Склоны террасировались выемочно-насыпным способом с формированием обратного уклона и засаживались различными породами деревьев. Большая часть участков была террасирована в 1960-х годах. В результате этих мероприятий естественный почвенный покров был практически полностью разрушен, а на его месте начался процесс формирования новых

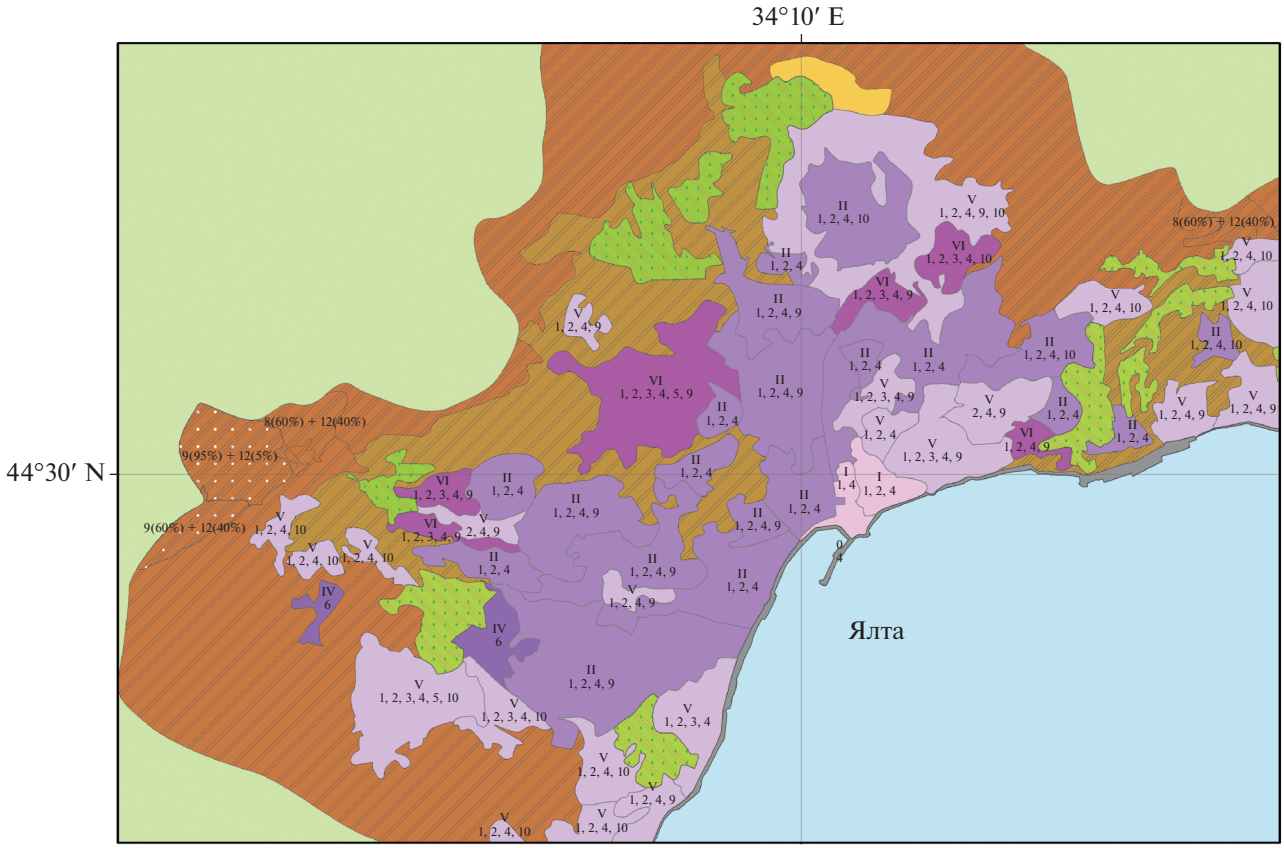

Рис. 4. Фрагмент цифровой почвенной карты ЮБК в районе г. Ялта.

почв. В ряде случаев мелиоративные мероприятия оказались неэффективны, и террасы были разрушены плоскостным смывом, в таких условиях растительность практически полностью деградировала (примером могут служить террасы в районе пос. Орджоникидзе). Для всех сформировавшихся на террасированных участках почв характерно наличие турбированного горизонта с перемешанным материалом горных пород и фрагментами горизонтов ранее существовавших здесь естественных почв. На турбированном горизонте в настоящее время формируется гумусовый горизонт, мощность которого и содержание в нем гумуса зависят от характера растительности и локальных климатических условий. Почвы с подобным строением профиля не выделяются в рамках классификации (2004). Для таких почв с формулой: AY(AU,AJ)–TUR[AY + + Cca]–(Cca)–Rca [27], желательно ввести в классификацию почв России новые таксономические выделы, например, посттурбоземы. На территории ЮБК выделены посттурбозем темногумусовый, посттурбозем светлогумусовый и посттурбозем остаточно-карбонатный.

Почвы сельскохозяйственных угодий занимают на территории ЮБК 11.7%. Основной выращиваемой культурой являются виноградники. На участках под виноградниками широко распространены **агроабраземы** (PB–C) и **турбоземы** (TUR[AY + BCA + Cca]). При первичной обработке глубина турбирования может составлять 80 см. Дальнейшая распашка междурядий и полив часто являются причиной плоскостной эрозии почв под виноградниками, что приводит к формированию агроабраземов. При сохранившихся срединных горизонтах естественных почв диагностированы структурно-метаморфические или аккумулятивно-карбонатные агроабраземы.

В границах исследованной территории часто встречаются заброшенные виноградники. Они отличаются отсутствием следов ежегодных мероприятий по рыхлению междурядий, угнетенным состоянием виноградной лозы и зарастанием естественной растительностью. В результате многолетнего зарастания участков при благоприятных условиях происходит восстановление процесса гумусонакопления, формирование гумусового горизонта и образуются посттурбоземы или постагроабраземы.

История заселения ЮБК Крыма человеком насчитывает несколько тысячелетий. Первые города на этой территории появились еще в антич-

ное время. На данный момент урбанизированные участки занимают около 15% территории. Здесь расположено пять крупных городов (Алупка, Ялта, Алушта, Судак и Феодосия) и 75 населенных пунктов меньшего размера. Вследствие различия природных условий и истории освоения западной и восточной частей ЮБК (условная граница проходит по Алуште), доля урбанизированных территорий в них отличается. В западной части она равна 26.8%, в восточной – 9.7% [26]. В западной части ЮБК все наиболее удобные для поселения участки уже освоены, однако она остается одним из наиболее привлекательных районов для отдыха и проживания в Крыму. Можно прогнозировать, что доля урбанизированных территорий в этой части со временем будет расти, а степень антропогенного преобразования увеличиваться. Восточная часть не столь привлекательна с точки зрения природных и экономических условий, но и здесь можно ожидать определенного роста территории населенных пунктов с ориентацией в первую очередь на развитие инфраструктуры курортных районов.

В результате исследований почвенного покрова урбанизированных территорий ЮБК выявлено, что в городах широко распространены антропогенно-преобразованные и сконструированные человеком антропогенные почвы. Среди антропогенно-преобразованных встречаются стратифицированные, поверхностно-турбированные и абрадированные подтипы естественных почв, спектр которых отличается разнообразием, отражающим то значительное количество комбинаций факторов почвообразования, которые характерны для ландшафтов ЮБК.

На урбанизированных территориях для восстановления корнеобитаемого слоя и создания газонов привносят плодородный гумусовый горизонт черноземов со степных районов Крыма и коричневых почв с прилегающих территорий. Плодородный слой наносится на породу, оказавшуюся на поверхности в результате уничтожения почвенного профиля или перемещенную при строительстве.

При почвенном картировании городских территорий ранее было введено понятие *почвенного урбанизированного пространства* [2], характерными признаками которого являются дискретность почвенного покрова и четкие геометрические формы ареалов, обусловленные сугубо антропогенным фактором. Почвенное урбанизированное пространство представлено комбинациями ареалов почв и непочвенных образований (асфальтированные территории, территории, находящиеся под зданиями и сами здания, участки без почв (абралиты, литостраты, артииндустраты)) в различных соотношениях – *урбопедокомбинациями*.

При картографировании территорий городов ЮБК была проведена типизация встречающихся урбопедокомбинаций по соотношению площадей ареалов почв и непочвенных образований, геометрии ареалов, характеру их распределения и составу. Выделено шесть типов почвенного урбанизированного пространства ЮБК: фрагментарный, фоновый, линейный, монопочвенный, континуальный, контурный.

Фрагментарный тип. Ареалы почв различной геометрии (прямоугольные, вытянутые, округлые, неопределенной формы) расположены фрагментарно без каких-либо закономерностей среди непочвенных образований – сплошной городской застройки и асфальтированных территорий (редко с сохранившимися под асфальтом погребенными почвами (экраноземы [6])). В этом типе наиболее часто встречаются ареалы антропогенно-преобразованных и антропогенных (педо-аллохтонных) почв [2]. Фрагментарный тип почвенного урбанизированного пространства наиболее характерен для районов частной жилой застройки, а также может встречаться в центральных частях курортных городов, современной многоэтажной застройки и промышленных зонах.

Фоновый тип. Ареалы почв занимают более 50% от площади. Контуры почв могут представлять собой как элементарные почвенные ареалы, так и почвенные комбинации. Компонентный состав разнообразен – от антропогенных почв до антропогенно-преобразованных и естественных почв. Фоновый тип характерен для территорий санаториев и домов отдыха, “спальных” районов и частных жилых районов советского периода планировки (в случае если владельцы участков не занимаются размещением отдыхающих). В последнем случае на участке, как правило, возводятся дополнительные строения, занимающие большую его часть, и тип почвенного урбанизированного пространства определяется как фрагментарный.

Линейный тип. Ареалы педо-аллохтонных почв, имеющие узкую, вытянутую прямую форму (шириной 20–50 м и длиной до нескольких километров), чередуются с контурами непочвенных образований. Данный тип характерен для асфальтированных дорог с сопутствующим озеленением. На карте ЮБК такой тип выделен только на территории Феодосии. В большинстве случаев ареалы таких комбинаций не выделялись, так как их площадь меньше возможной для выделения в масштабе 1 : 100000.

Монопочвенный тип. Выдел на почвенной карте совпадает с ареалом одной почвы, например, стратозем (некрозем) кладбища.

Континуальный тип. Непочвенные образования расположены фрагментарно и занимают менее 5% площади. В компонентном составе доминируют естественные или агрогеннно-преобразованные разности почв (агроабраземы, коричневые почвы, буроземы, литоземы). Континуальный тип

характерен для территорий санаториев, буферных зон вокруг промышленных районов, парков, участка распределительной подстанции в Феодосии. Кроме того, такие комбинации встречаются на окраинах города, застройка которых только начинается и на территориях некоторых бывших виноградников, в настоящее время условно поделенных на участки, в центре которых находится небольшое нежилое строение около 10 м^2 площадью.

Контурный тип. Отдельные участки почвенного покрова имеют узкую вытянутую форму и оконтуривают непочвенные образования большой площади. Площадь таких участков может составлять от нескольких тысяч до десятков тысяч метров квадратных, а их компонентами являются урбиквазиземы, реплантоземы, литостраты и абраземы [6]. Такой тип организации почвенного покрова характерен для промышленных районов.

На промышленных территориях ЮБК в районах горнодобывающих карьеров и полигонов ТБО встречаются абралиты (минеральный материал бортов и днища карьеров, породы, вскрытые при строительных работах) и литостраты (насыпные минеральные грунты), артиурбистраты (отходы полигонов ТБО) [6].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые составлена цифровая почвенная карта ЮБК Крыма (м-б 1 : 100000) с отображением почв антропогенно-преобразованных ландшафтов и урбанизированных территорий. Анализ почвенной карты показал, что естественный почвенный покров занимает более 60% от общей площади территории. Доминирующими почвами являются буроземы (35%) и коричневые почвы (23%). Более трети территории с естественным почвенным покровом занимают мозаики, компонентами которых являются литоземы, петроземы, а также выходы горных пород.

Среди антропогенно-преобразованного почвенного покрова наибольшую долю имеет почвенное урбанизированное пространство (15% от площади ЮБК), на втором месте – почвы возделываемых территорий (12%), далее – почвы террасированных склонов (10%). Под лесопосадками на террасированных склонах широко распространены посттурбоземы – почвы, не имеющие аналогов в рамках классификации почв России (2004).

Карта может быть использована как основа для обеспечения рационального природопользования и сохранения имеющихся почвенных ресурсов, при проведении работ в области сельского и лесного хозяйства, мелиоративных мероприятий.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антипов-Каратаев И.Н., Прасолов Л.И.* Почвы Крымского государственного лесного заповедника и прилегающих местностей. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 268 с.
2. *Апарин Б.Ф., Сухачева Е.Ю.* Принципы создания почвенной карты мегаполиса (на примере Санкт-Петербурга) // Почвоведение. 2014. № 7. С. 790–802.
3. Атлас “Автономная республика Крым” / Под ред. Багрова Н.В. и др. Киев, 2003. 80 с.
4. *Ведь И.П.* Климатический атлас Крыма. Симферополь: Таврия-Плюс, 2000. 120 с.
5. Геологическая карта горного Крыма (масштаб 1 : : 200000) / Под ред. Деренюка Н.Е. Киев, Министерство геологии, 1984.
6. *Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В.* Антропогенные почвы: генезис, география, рекультивация. Смоленск: Ойкумена, 2003. 268 с.
7. *Дидух Я.П.* Растительный покров горного Крыма (структура, динамика, эволюция и охрана). Киев: Наук. Думка, 1992. 256 с.
8. *Докучаев В.В.* Русский чернозем / Под ред. Вильямса В.Р. М., 1936. 552 с.
9. *Драган Н.А.* Структура почвенного покрова Ялтинского горно-лесного природного заповедника // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Сер. География. 2009. Т. 22(61). № 2. С. 14–26.
10. *Драган Н.А.* Почвенные ресурсы Крыма. Симферополь: ДОЛЯ, 2004. 208 с.
11. *Ергина Е.И., Лисецкий Ф.Н.* Климатическая обусловленность почвообразования в Крыму // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Сер. География. 2010. Т. 23(62). № 1. С. 52–60.
12. Карта ґрунтів Української РСР. М-б 1 : 200 000 / Под ред. Крупського М.К. Киев, 1967.
13. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
14. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
15. *Костенко И.В.* Атлас почв Горного Крыма. Киев: Аграрна наука, 2014. 184 с.
16. *Костенко И.В.* Влияние искусственных лесных насаждений на горно-луговые почвы Крыма // Почвоведение. 2018. № 5. С. 515–525. https://doi.org/10.7868/S0032180X18050015
17. *Костенко И.В., Абакумов Е.В.* Характеристика гуминовых кислот горно-луговых и буроземных почв Крыма с использованием метода 13С-ЯМР // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1446–1454. https://doi.org/10.1134/S0032180X18120067
18. *Костенко И.В., Дунаевская Е.В.* Выбор эталонных объектов для Красной книги почв в пределах Главной гряды Крымских гор // Мат. всерос. на-

уч. конф. “Красная книга почв и ее значение для охраны почвенного покрова” Никитский ботанический сад – Национальный научный центр, 20–23 окт. 2015 г. Симферополь: ИТ “АРИАЛ”, 2015. С. 104–110.

19. *Кочкин М А., Казимирова Р.Н., Молчанов Е. Ф.* Почвы заповедника “Мыс Мартьян” // Тр. ГНБС: Научные основы охраны и рационального использования природных богатств Крыма. 1976. Т. 70. С. 26–44.
20. *Кочкин М.А.* Почвы, леса и климат горного Крыма и пути их рационального использования М.: Колос, 1967. 365 с.
21. *Половицкий И.Я., Гусев П.Г.* Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Таврия, 1987. 152 с.
22. *Полупан Н.И.* Полевой определитель почв. К.: Урожай, 1981. 320 с.
23. *Позаченюк Е.А.* Современные ландшафты Крыма и сопредельных акваторий. Симферополь: Бизнес-Информ, 2009. 672 с.
24. Почвенная карта Европейской России. М-б: 6 верст в 1 английском дюйме. Составленная по почину и плану проф. В.В. Докучаева, проф. Н.М. Сибирцевым, Г.И. Танфильевым и А.Р. Ферхминым, 1900.
25. Почвенная карта Украинской ССР. М-б 1 : 2500000 / Под ред. Крупского Н.К. М., 1969.
26. *Ревина Я.С.* Актуализация среднемасштабной почвенной карты Южного берега Крыма. СПб, 2018. 137 с.
27. *Ревина Я.С.* Почвы террасированных склонов и их классификационное положение // Ученые записки Крымского фед. ун-та им. В.И. Вернадского. География. Геология, 2018. Т. 4(70). № 3. С. 173–179.
28. *Судницын И.И.* Гидрологические свойства и режимы почв Южного берега Крыма // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2014. № 4. С. 21–27.
29. http://soils.narod.ru – Классификация почв России.

Medium-Scale Soil Map of the Crimea Southern Coast

E. Yu. Sukhacheva[1, 2, *] and Ya. S. Revina[1]

[1]*Dokuchaev Central Soil Science Museum, St. Petersburg, 199034 Russia*

[2]*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia*

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

Digital medium-scale (1 : 100000) soil map of the Southern Coast from the Aia Cape on the west to the town of Feodosia on the east was compiled basing on authors’ field research. This map contains actual information on the soil cover of natural, humanly transformed landscapes and urbanized territories. The map was created using GIS, remote sensing methods, satellite imagery interpretation methods (including imagery of satellite system Landsat and multi-channel satellite imagery). The legend of the map is based on “Classification and diagnostic of soils of Russia” (2004). The map comprises 1053 mapping units and 34 soil units (in the legend), which are arranged in four groups: natural soils, soils of terraced slopes, agricultural soils and soil cover of urbanized territory. There is also information about rock outcrops, soil erosion intensity, and share of natural soils in the areas of humanly modified ones. The analysis of the map revealed that natural soils occupy 63% of the area. The main natural soils are Dystric Cambisols (they compose approximately 35% of all natural soils) and Eutric Cambisols (about 23%). Among the humanly modified soils, those of urbanized areas make up about 15%, agricultural soils – 12%, and soils of the terraced slopes (Escalic in WRB) under forest plantation compose 10%. The latter soils are widespread and may be named “Postturbozems”; this term is absent in “Classification and diagnostic of soils of Russia” (2004). Digital soil map compiled shows particular features of the present-day soil cover of the Crimea Southern coast and it may be used for agricultural purposes, for forest management, geographical, pedological and ecological studies.

Keywords: Crimea Peninsula, Crimean soils, soil cover structure, Dystric Cambisols, Eutric Cambisols, terraced slopes soils, vineyard soils, urban soils

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 398–413

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

РИЗОЛИТЫ В ПАЛЕОПОЧВАХ ДЕВОНА И РАННЕГО КАРБОНА И ИХ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ[1]

© 2020 г. Т. В. Алексеева*

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, ул. Институтская, 2, Пущино Московской области, 142290 Россия

**e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su*

Поступила в редакцию 29.05.2019 г.
После доработки 02.08.2019 г.
Принята к публикации 29.11.2019 г.

Отобранные *in situ* из палеопочв среднего-позднего девона и раннего карбона на территории юга Русской платформы (Калужская, Белгородская, Воронежская области) ископаемые корни высших растений (ризолиты) (>20) изучены с применением комплекса аналитических методов: электронной микроскопии, рентгеновской дифрактометрии, рентген-флуоресцентного анализа, масс-спектрометрии. В палеопочвах девона, сформированных на вулканогенно-осадочных породах, ризолиты представлены петрифицированными корнями и продуктами их диагенеза. В минеральном составе ризолитов доминируют Fe-содержащие минералы: сидерит и гетит в разных пропорциях. Некоторые из них содержат углефицированное и/или пиритизированное органическое вещество с частичным сохранением растительных тканей. В палеопочвах раннего карбона, сформированных на морских известняках, основным типом ризолитов являются заполненные корневые пустоты (слепки), реже встречаются отпечатки и каналы-пустоты, единично – ризокреции. Ризокреции являются прижизненными образованиями, сформированными при участии арбускулярной микоризы. Для всех типов ризолитов из палеопочв раннего карбона характерна полная минерализация растительных тканей. Ризолиты сложены кальцитом, изотопный состав углерода которого изменяется в широких пределах: $-5.68 < \delta^{13}C < -1.16‰$. Результаты проведенного исследования показали, что ризолиты являются источником информации о биоразнообразии, физиологии растений, эволюции растительного мира и окружающей среды в целом. Объем получаемой информации определяется типом сформированного ризолита.

Ключевые слова: геохимия, изотопный состав C и O карбонатов, микориза, минеральный состав, палеозой, сидерит

DOI: 10.31857/S0032180X20040024

ВВЕДЕНИЕ

Ризолиты – фоссилизированные корни высших растений и их отпечатки. Для описания остатков корней и корневых систем, начиная с конца XIX в., использовали термины: ризоморфы, ризоконкреции, педотубулы, корневые структуры, корневые слепки, корнеподобные структуры, корневые пустоты и др. [31]. На сегодняшний день терминологическая неопределенность сохраняется, однако наиболее распространенным термином является “ризолит”. Он используется для описания остатков корней как ископаемых, так и дневных почв [31, 33, 42, 46]. Наличие инситных фоссилизированных корней и корневых систем является первостепенным критерием при обнаружении палеопочв. Они наряду с почвенными конкрециями и норами являются наиболее устойчивыми к диагенезу компонентами палеопочвенного профиля, что еще более увеличивает их значимость при палеопочвенных исследованиях [37]. Будучи продуктом ископаемых ризосфер, обнаруженные *in situ* ризолиты являются неоценимым и наиболее достоверным источником информации о растительности (биомасса, биоразнообразие), об экосистеме в целом. О чем нельзя с уверенностью говорить, базируясь на растительных остатках и спорах, которые часто имеют переотложенный характер, а также, следуя законам тафономии, демонстрируют избирательную сохранность.

При описании ризолитов чаще всего используют классификацию Клаппа [31]. Данная классификация включает следующие основные типы ризолитов: 1) каналы – пустоты, оставшиеся после гниения корня; 2) слепки – каналы-пустоты, заполненные осадочной породой и/или цементом; 3) трубки-тубулы – цементированные области вокруг каналов, которые могут формироваться как при жизни растения, так и после отмирания

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X20040024 для авторизованных пользователей.

корня; 4) ризокреции – отложения минеральных чехлов вокруг корней, которые могут формироваться как при жизни растения, так и после отмирания корня; 5) петрифицированные корни – замещенные минералами растительные ткани корня с частичной или полной сохранностью строения. Тип ризолита может быть и комбинированным, совмещая в себе два и более типов. Позднее Краус и Хасиотис [32] дополнили классификацию Клаппа еще одним типом ризолитов – "ризогало" для описания Fe- и Mn-обедненных зон вокруг корней, формирующихся преимущественно в глеевых палеопочвах. Ризолиты такого типа описаны в работах Безносова с соавт. [3], Иноземцева и Таргульяна [7], Снигиревского с соавт. [14], Шумилова [20, 40], Насциментo с соавт. [33] и др.

Показано, что тип ризолитов и их состав (минеральный, химический, изотопный) отражают водный режим почв, дренажные условия, палеоклимат, характеризуют палеоландшафт в целом; данные ^{14}C датирования используют для целей геохронологии и стратиграфии [7, 18, 23, 31–33, 41, 42]. Вместе с тем интерпретация полученных результатов бывает неоднозначной и даже спорной по ряду причин. Вопреки мнению о сохранности ризолитов в диагенезе, нерешенными остаются вопросы: 1) всегда ли они сингенетичны почвообразованию или являются продуктом педодиагенеза; 2) как условия захоронения влияют на их состав. Возникает вопрос, в каких случаях ризолиты могут использоваться для описания непосредственно палеопочвенных и палеоландшафтных ("прижизненных") процессов, а когда получаемая информация отвечает этапу захоронения. Последнее также представляет интерес, но уже с точки зрения истории формирования осадочной толщи.

В работах [1, 2, 21, 22] опубликованы результаты комплексного изучения палеопочв среднего-позднего девона и раннего карбона на территории юга Русской платформы (рис. 1). Палеопочвы девона (живетский и франский ярусы) сформированы на терригенных породах: осадочных и вулканогенно-осадочных. Они формируют сложные педокомплексы и демонстрируют катенарную дифференциацию. Палеопочвы карбона в основном формируют двучлены, в которых нижняя палеопочва сформирована на морских карбонатах, верхняя – на терригенных прибрежно-морских осадках.

Цель исследования – оценка возможностей использования ризолитов, обнаруженных в палеопочвах, в качестве источника палеоэкологической информации. Для ее осуществления решали следующие задачи: 1) изучить морфологические особенности ризолитов из обозначенных выше палеопочв; 2) изучить минеральный, химический и изотопный составы ризолитов; 3) изучить влияние диагенеза (затопление, погребение, наложенное почвообразование) на тип и состав ризолитов.

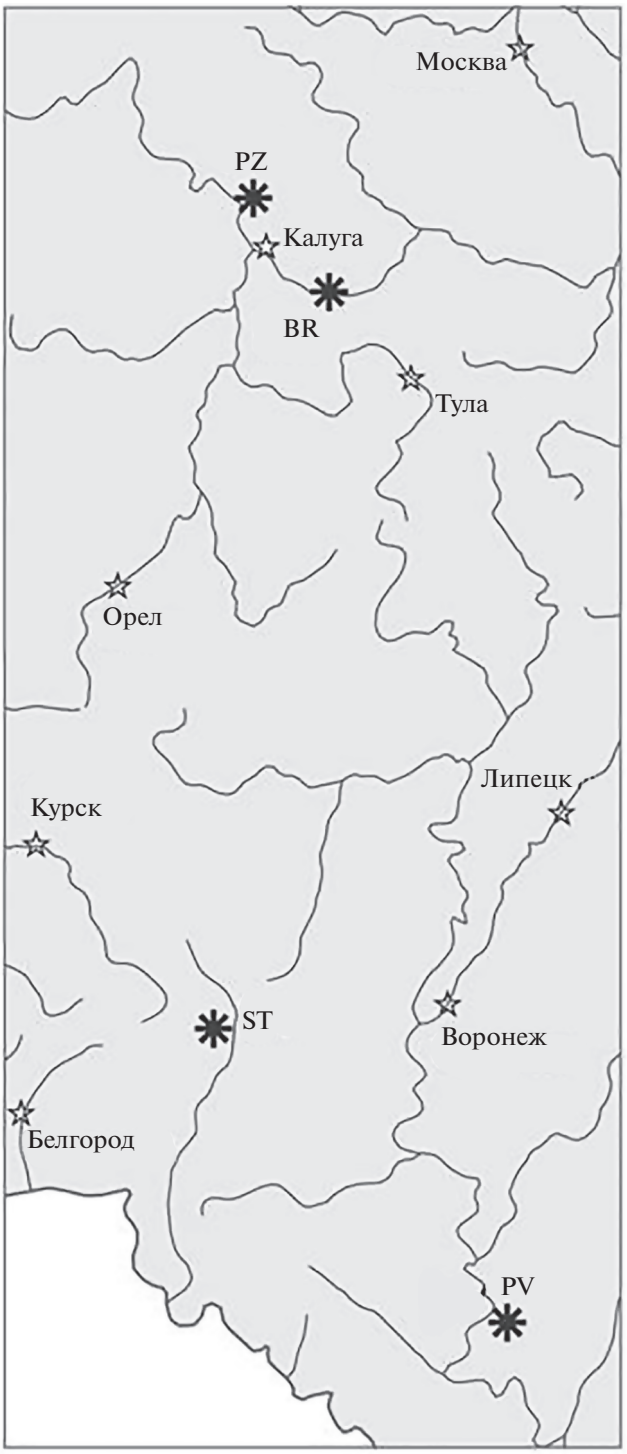

Рис. 1. Район исследования: PV – Павловский карьер; ST – Стойленский карьер; PZ – карьер Полотняный завод; BR – карьер Бронцы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Перечень изученных ризолитов и их характеристика даны в табл. 1. Вещественный состав ризолитов изучали с применением комплекса

Таблица 1. Изученные ризолиты из палеопочв среднего-позднего девона и раннего карбона: место отбора, морфологические характеристики, вещественный состав

№ ризолита	Характеристика образца	Место отбора*	Возраст	Порода	Тип ризолита	Диаметр/длина/встречаемость	Вещественный состав
R8	PV13-4 подошва	1	D2g	Аргиллит	Тип 5 петрификация	1.5 см/?/единичные	Сидерит, гетит, каолинит (сл.)
R6	PV11, склон, ПП3	1	D3fr	Туфо-аргиллит	Тип 5 петрификация	3 см/60 см/кластеры до 60 корней	Сидерит, кварц (сл.), сохранение тканей, уголь
R9-1	PV13-4a слой 10, мелкий	1	D3fr	Туфо-песчаник	Тип 5 петрификация	1 см/?/единичные	Сидерит, гетит, каолинит (сл.)
R9-2	PV13-4a слой 10, крупный	1	D3fr	Туфо-песчаник	Тип 5 петрификация	3 см/?/единичные	Сидерит, гетит
R9-3	PV13-4a слой 10, сростки	1	D3fr	Туфо-песчаник	Тип 5 петрификация	3 см/?/единичные	Сидерит, гетит
R10	PV13-4a кровля сросток	1	D3fr	Туфо-песчаник	Тип 5 петрификация	3 см/?/единичные	Сидерит, гетит, сохранение тканей, уголь
R11	PV13-15	1	D2g	Аргиллит	Тип 5 петрификация	2–4 мм/?/15 на 1 дм	Гетит, каолинит
R17	PV 17 материал клина	1	D2g	Аргиллит	Тип 5 петрификация + + диагенез	15 см/30 см/до 6 на 1 м	Гетит, сидерит, гематит, каолинит
R18	PV 17-4 слой 6 верх мелкие корни	1	D3fr	Туфо-аргиллит	Тип 5 петрификация	1.5 см/?/единичные	Гетит, сидерит
R19	PV17-4 слой 6 верх крупные корни	1	D3fr	Туфо-аргиллит	Тип 5 петрификация	3 см/?/единичные	Гетит
R20	PV17-4 слой 6 корни из конкреции	1	D3fr	Туфо-аргиллит	Тип 5 петрификация + + диагенез	3 см/?/пучки до 7 корней	Гетит, сидерит (сл.)
R26	PV 17 пни *Callixylon*	1	D3fr	Туфо-аргиллит	Тип 5 петрификация	20 × 20 см, ствол 8 см	Пирит, древесина *Callixylon*, уголь
R29	ST19-8	2	D3fr	Аргиллит	Тип 5 петрификация	2–3 см/>150 см/густая вертикальная сеть	Гетит, сидерит, каолинит, кварц

Таблица 1. Окончание

№ ризолита	Характеристика образца	Место отбора*	Возраст	Порода	Тип ризолита	Диаметр/длина/встречаемость	Вещественный состав
R25	PZ 13 черный ризоидный известняк, KHU	3	C1mh3	Известняк	Типы 1 + 5 каналы-пустоты + петрификация	Первые мм/60 см/до 10 на 1 дм	Гетит
R1	PZ13-6а ПП1, KHU	3	C1mh3	Известняк	Тип 2 заполнение каналов (слепки)	3–5 мм/до 2 см/единичные	Кальцит, доломит (сл.)
R2	PZ13-1	3	C1mh2	Песок	Тип 5 петрификация	До 2 см/5 см/группы 4 шт., единичные	Кальцит, гетит
R3	PZ15-6-2 ПП1, KHU	3	C1mh3	Известняк	Тип 2 заполнение каналов (слепки)	До 1 см/2–7 см/одиночные	Кальцит, доломит (сл.), кварц (сл.), каолинит (сл.)
R4	PZ15-6, 6-3 ПП1, KHU	3	C1mh3	Известняк	Тип 2 заполнение каналов (слепки)	До 1 см/2–7 см/одиночные	Кальцит, доломит (сл.), кварц (сл.), каолинит (сл.)
R5	PZ15-6-1, ПП2, KHU	3	C1mh3	Известняк	Тип 2 заполнение каналов (слепки)	До 1 см/2–7 см/одиночные	Кальцит, доломит (сл.), кварц (сл.)
R7	PZ *Stigmaria ficoides*	3	C1mh1	Известняк	Тип 2 заполнение каналов (слепки)	*Stigmaria ficoides*, длина более 1 м	Кальцит, доломит (сл.), кварц (сл.)
R27	BR 2015, VN1	4	C1vn1	Известняк	Тип 1 + 4: каналы-пустоты + ризокреции (микориза)	Первые мм/до 20 см/густо	Ожелезнение
R23	BR 2015, VN2	4	C1vn2	Известняк	Тип 1 + 4: каналы-пустоты + ризокреции (микориза)	Каналы 4 мм, ризокреции 3–6 см/50 см/>10 на 1 м	Кальцит, доломит (сл.)
R28	PZ 13, тарусский гор.	3	C1tr1	Известняк	Тип 1 отпечатки	Первые мм/10 см + + 60 см/до 10 на 1 м	Ожелезнение

* Место отбора: 1 – Павловский карьер гранитов, Воронежская область; 2 – карьер Стойленского ГОКа, Старый Оскол, Белгородская область; 3 – карьер Полотняный завод, Калужская область; 4 – карьер Бронцы, Калужская область.

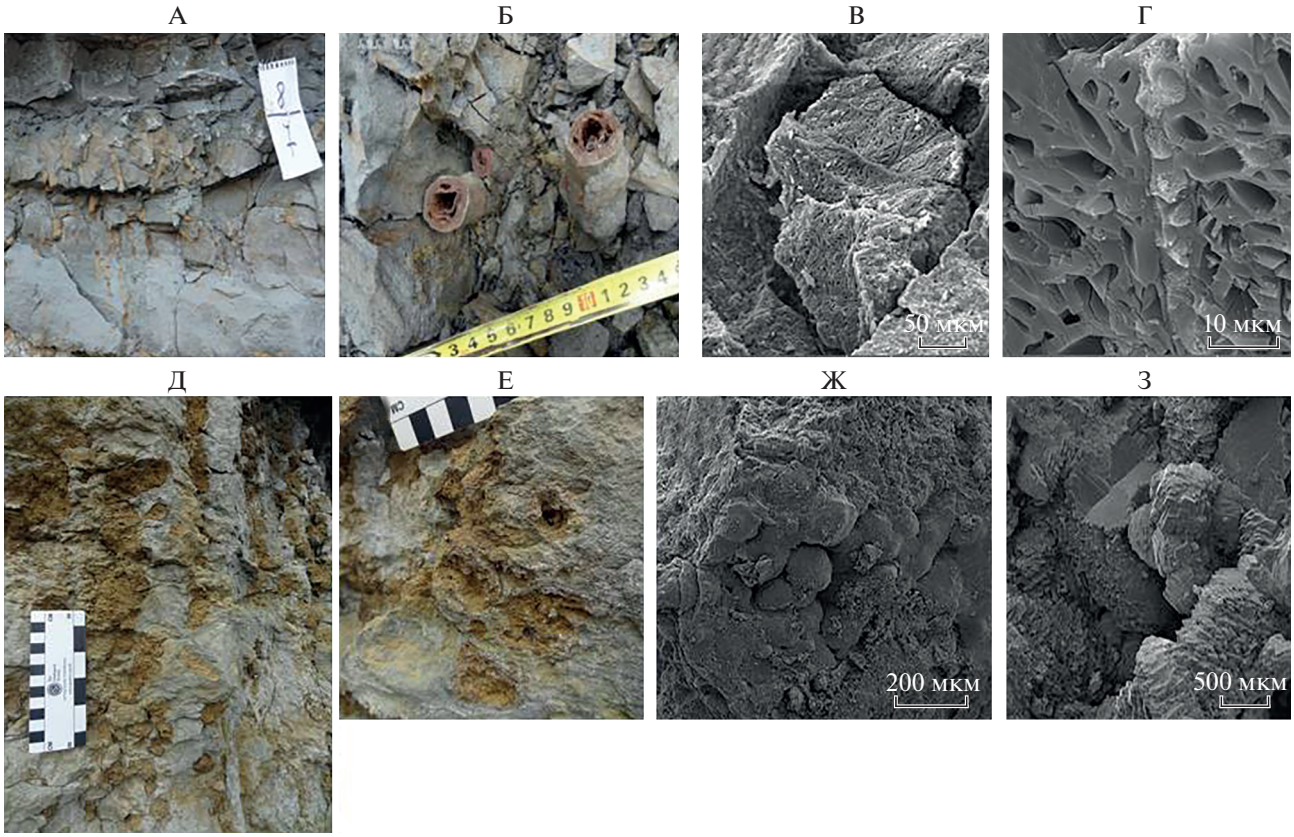

Рис. 2. Петрифицированные ризолиты: А–Г – Павловский карьер – *R6* (здесь и далее см. табл. 1): А – фото ризолитов, общий вид; Б – ризолиты (деталь); В, Г – строение тканей корня (СЭМ); Д–З – Стойленский карьер – *R29*: Д – фото ризолитов, общий вид; Е – ризолиты, поперечный срез; Ж – споры эндомикоризы на поверхности ризолита; З – конкреции сидерита в полостях корневых каналов.

минералого-геохимических и изотопных методов: минеральный состав – методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре ДРОН-3 (CuK_α-излучение, с шагом 0.1° и временем сканирования 10 с), химический состав образцов – методом рентген-флюоресценции (Spectroscan Makc-GV), изотопный состав углерода карбонатов – методом масс-спектрометрии; микроморфологические особенности – методами оптической и сканирующей электронной микроскопии с микроанализатором (Tescan Vega 3). Изображения высокого разрешения для отдельных образцов получали с применением автоматизированной системы Qemscan® 650F (TechnoInfo).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Ризолиты в палеопочвах среднего-позднего девона

Ризолиты в палеопочвах этого возраста изучены в Павловском карьере гранитов (Воронежская область) и карьере Стойленского горно-обогатительного комбината (ГОКа) (Старый Оскол, Белгородская область). В обоих случаях они представлены преимущественно петрифицированными единичными корнями и корневыми системами различных растений (тип 5 по классификации Клаппа).

В Павловском карьере петрифицированные корни в палеопочвах девона характеризуются сходным трубчатым габитусом (типа сигары) и имеют диаметр от первых миллиметров до 3 см (рис. 2А, 2Б). Ризолиты могут быть единичными или формировать пучки – кластеры. Глубина проникновения их также различна, от первых сантиметров до 50–60 см. В минеральном составе ризолитов доминируют Fe-содержащие минералы: сидерит и гетит – в разных пропорциях. Некоторые из них содержат углефицированное органическое вещество с частичным сохранением строения тканей, а также пирит (рис. 2В, 2Г).

Исключительной сохранностью характеризуются замещенные сидеритом корни палеопочвы, сформированной на склоне и катастрофически захороненной под метровым слоем плотных аргиллитов. Эти ризолиты, как правило, содержат сохранившиеся остатки органического вещества, что позволило изучить их внутреннее строение. В центральной части корня расположен проводя-

щий цилиндр (отчетливо наблюдается только в проксимальной части корня), состоящий из проводящих элементов прото- и метаксилемы. Центральный проводящий цилиндр окружен хорошо развитой запасающей паренхимой первичной коры. Далее в направлении от центральной части корня следует вторичная кора, более тонкая, чем первичная, но существенно более плотная. Вторичная кора покрыта экзодермой, имеющей отчетливо двуслойное строение. Детали строения этих ризолитов опубликованы в работе Наугольных [11], который отнес данные корневые системы к новому виду примитивного прогимноспермового растения – *Radicites devonicus* Naugolnykh, близкому родам *Archaeopteris* Dawson и *Tanaites* Krassilov et al.

В карьере Стойленского ГОКа (Белгородская область) петрифицированные ризолиты в верхнедевонской (франской) палеопочве представлены системой вертикально ориентированных охристых зон, охватывающих всю видимую мощность профиля – более 150 см (рис. 2Д, 2Е). Они сложены отдельностями диаметром 1–2 см, имеющими цилиндрическое строение с узким центральным каналом. Ризолиты обогащены Fe_2O_3 (52%). В минеральном составе материала, слагающего ризолиты, доминирует гетит, содержится сидерит. Результаты их изучения методом сканирующей электронной микроскопии с анализатором показали, что новообразованные Fe-содержащие минералы представлены двумя типами: 1 – корки, покрывающие неровности поверхностей и состоящие из игольчатых кристаллов, корки приурочены к корневому каналу; 2 – конкреционные образования (сростки кристаллов) сидерита (рис. 2З). В их химическом составе помимо Fe (34%) и C (12%) присутствуют Ca (3%), примеси Mn (0.2%) и Mg (0.2%).

Дополнительно под минеральной пленкой обнаружены многочисленные шарообразные образования диаметром 50–100 мкм (рис. 2Ж). Редко ассоциациями с ними встречаются нити грибного мицелия, также покрытые минеральной пленкой. Эти структуры, видимо, представляют собой споры паразитирующих на корнях растений микоризных грибов.

Помимо ризолитов этого типа (тип 5), в палеопочвах Павловского карьера были выделены два подтипа ризолитов, являющиеся его производными. Это клинья, отнесенные к постпедогенно-преобразованным петрифицированным остаткам корневых систем деревьев (пней) и Fe-конкреции (отдельности), сложенные выветрелыми фрагментами петрифицированных корней. Далее при их описании используется термин “ризоконкреция”.

Клинья во множестве присутствуют в подошве педокомплекса, сформированного на водораздельных поверхностях (рис. 3А–3В). Ширина клиньев составляет 10–15 см, глубина проникновения 20–30 см. Латерально они распространены неравномерно. Средняя встречаемость составляет 5–6 клиньев на 1 м стенки карьера. Клинья заполнены *in situ* сформированными минералами железа с разной степенью его окисленности – гетитом, гематитом и сидеритом. В гранулометрическом составе материала клиньев преобладают тонкодисперсные фракции (до 40%). Как текстура, так и минеральный состав клиньев принципиально отличаются от вмещающего субстрата, преимущественно представленного каолинитом. Клинья имеют зональное строение: гетит-сидеритовое заполнение и окисленную гематитовую периферию. Данная особенность свидетельствует об отсутствии глубоких диагенетических преобразований палеопочв, которые привели бы к регидратации гетита и замещению его гематитом [32]. Наличие последнего отвечает хорошо дренированным условиям. Размеры и форма клиньев морфологически напоминают корневые системы археоптерисовых, впервые описанные Снигиревской [13] в отложениях девона на территории Донбасса.

Охристые ризоконкреции, в разрезе состоящие из пучков петрифицированных корней, имеют чаще всего округлую форму с диаметром до 10 см (рис. 3Г–3Е). Внешняя поверхность их покрыта светло-серой каолинитовой “рубашкой” со следами направленного перемещения глины (глинистых кутан). Конкреции сложены преимущественно гетитом с незначительной примесью сидерита. Полагаем, что конкреции являются реликтовыми образованиями, а именно продуктом вторичного внутрипочвенного выветривания петрифицированных корней. Конкреции такого типа встречаются в палеопочвах из нижних частей педокомплексов, сформированных на склоне и водоразделе. Материал, слагающий конкреции, генетически частично принадлежит почвам последующих (наложенных) педосфер.

Химический состав петрифицированных ризолитов представлен на рис. S1. В составе ризолитов, обогащенных сидеритом, преобладают Fe (6–46%) и C (до 11%), а также Si и Al вмещающих каолинитовых пород. В заметном количестве могут содержаться Mn (1–50%), Ti (1–5%), а также (в порядке убывания): Ca, Co, Mg, P, Ba, S.

Химический состав ризолитов, обогащенных гетитом (в том числе клиньев и конкреций), более однородный. Здесь абсолютно доминирует Fe (30–60%). Содержание C уменьшается до 2%, Ti не превышает 2%. В следовых количествах присутствуют Ca, Co, а также Si и Al вмещающих каолинитовых пород. Mn не обнаружен.

Изотопный состав C в сидерите ризолитов находится в пределах $-12.5 < \delta^{13}C < -9‰$, а вмещающей ризолиты почвы $-8.6 < \delta^{13}C < -5.8$ ‰ (рис. S2).

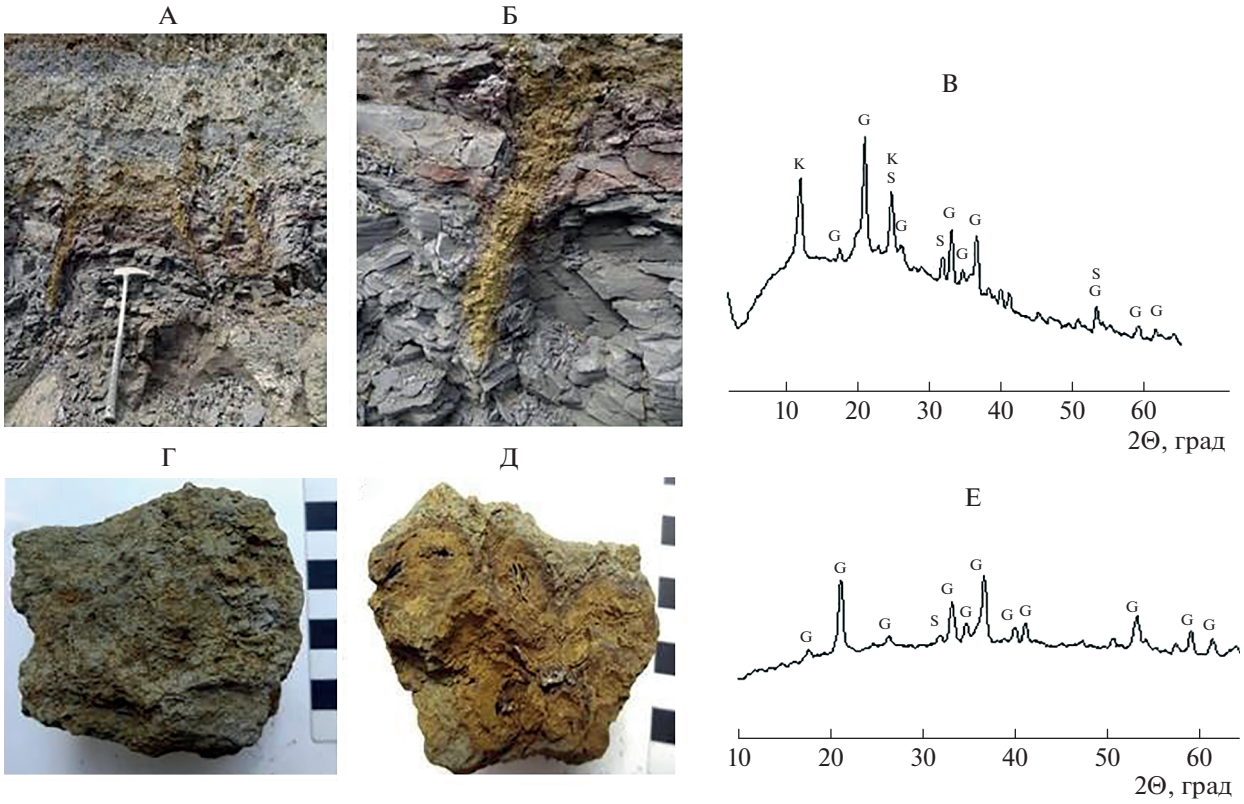

Рис. 3. Павловский карьер. А–В – ризолиты-клинья (*R17*): А – общий вид фоссилизированной корневой системы археоптерисовых; Б – клин (фрагмент корневой системы); В – минеральный состав материала заполнения клина (данные рентгеновской дифрактометрии); Г–Е – ризоконкреция (*R20*): Г – конкреция, сложенная ризолитами и покрытая глинистой кутаной (“рубашкой”); Д – конкреция в разрезе, видны пучки корней с концентрическим строением; Е – минеральный состав конкреции (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: K – каолинит, G – гетит, S – сидерит.

Изотопный состав C нескольких образцов древесины археоптерисовых (*Callixylon*) составляет –21.48 ± 2.02‰, что отвечает изотопному составу C растений с C3-типом фотосинтеза. Таким образом, изотопный состав C в ризолитах формировался при участии CO_2 дыхания корней и углерода разлагающихся растительных тканей. Изотопный состав $\delta^{18}O$ сидерита в ризолитах составляет $-4.1 < \delta^{18}O < -2.9$‰, а вмещающей их почвы $-6.8 < \delta^{18}O < -3.9$‰. Известно, что величина фракционирования $\delta^{18}O$ карбонатов зависит от температуры [12]. В формуле для расчета температуры формирования карбонатов используется изотопный состав кислорода атмосферных осадков, который определяется сложной многопараметрической зависимостью. Из-за этого количественные оценки палеотемператур с использованием изотопного состава кислорода карбонатов сложны и неоднозначны [12]. Полученные в данной работе экспериментальные данные свидетельствуют, что ризолиты формировались при более низких по сравнению с почвенной массой температурах, по-видимому, уже на этапе затопления почвы. Используя современный изотопно-температурный градиент, составляющий –0.58‰ на 1°C, а для Лёссового плато Китая оцененный в –0.3‰ на 1°C [5, 12], можно заключить, что разница в температурах формирования карбонатов почвенной массы и ризолитов составляла 5°C (либо 9°C).

Ризолиты в палеопочвах раннего карбона

Основной тип ризолитов в этих палеопочвах – это тип 2 – заполнения корневых каналов-пустот (или слепки). Реже встречаются ризолиты типа 1 – отпечатки и каналы-пустоты; единично – тип 4 – ризокреции и тип 5 – петрифицированные ризолиты. В отличие от ризолитов из палеопочв девона для всех ризолитов из палеопочв раннего карбона характерна полная минерализация растительных тканей, отсутствие пиритизированных и замещенных сидеритом корней [1, 2, 21].

Ризолиты-слепки формируются как по мелким одиночным корням растений травянистого облика, так и по ризофорам (корненосцам) древовидных плауновидных (стигмариям) (рис. 4).

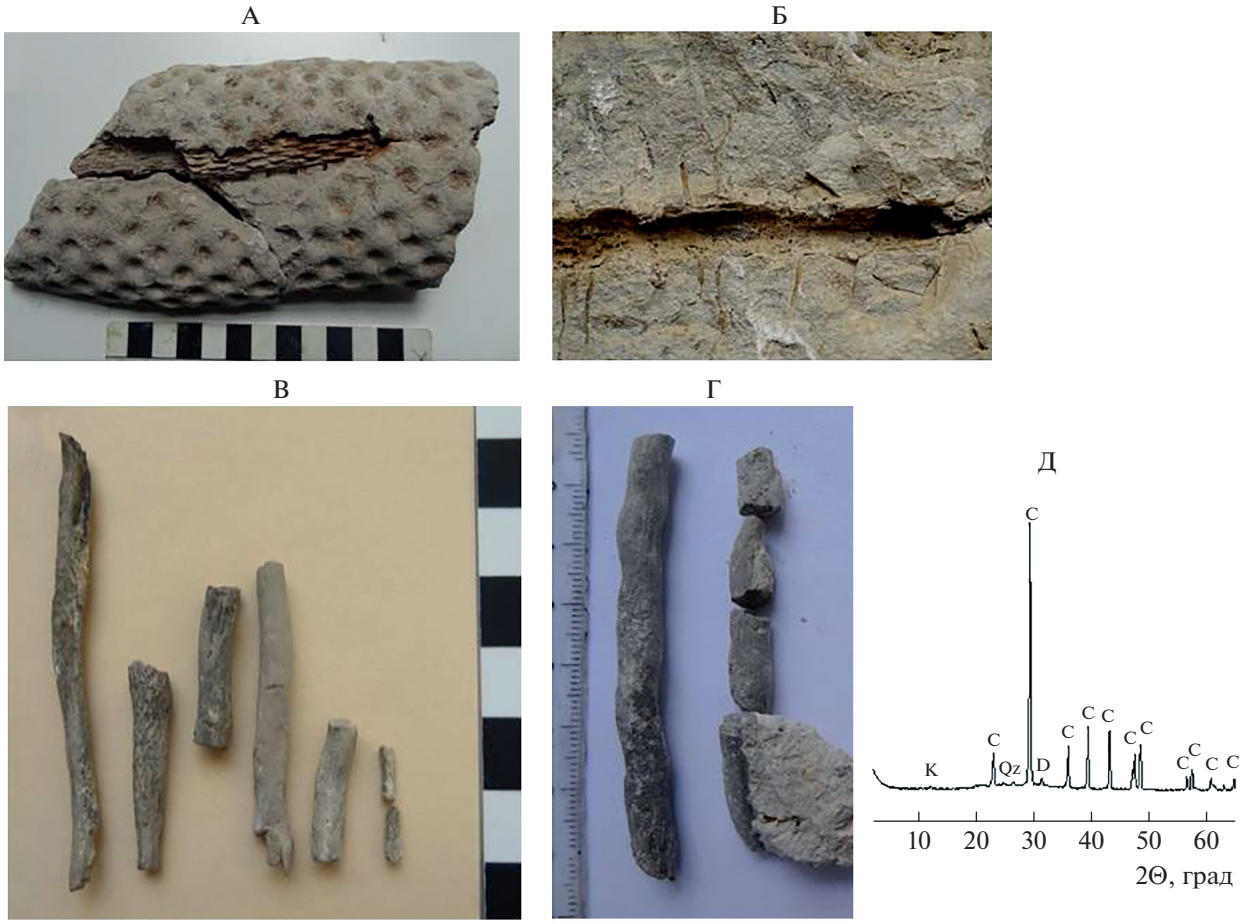

Рис. 4. Ризолиты-слепки из палеопочв раннего карбона: А – *Stigmaria ficoides (R7)*; Б – отпечаток коры и ожелезненных аппендиксов *Stigmaria ficoides*, карьер Полотняный завод; В – ризолиты из ПП1 уровня KHU, карьер Полотняный завод (*R1*, *R3*, *R4*); Г – ризолиты из ПП2 уровня KHU, карьер Полотняный завод (*R5*); Д – минеральный состав ризолитов *R3*. C – кальцит; K – каолинит; Qz – кварц; D – доломит.

Все они сложены преимущественно кальцитом с незначительной примесью доломита, следовыми количествами кварца и редко – каолинита. Поверхность слепков ожелезнена, при этом ее цвет может быть как охристым, так и темно-серым до черного. Последнее характерно для гидроморфных глеевых почв.

Изучение химического состава ризолитов-слепков показало, что основными элементами в них являются Ca, C, Al, Si. Дополнительно в ризолитах содержатся (в порядке убывания): Yb, Fe, Mg, Mn, Na, Co, Sr, Ti, K, P, S, Rb. Содержание Yb в образцах очень высокое, может достигать 2%. Однако оно отвечает таковому вмещающих морских известняков (рис. S3).

Вторым по значимости типом ризолитов в визейских палеопочвах, сформированных на известковом субстрате, являются отпечатки и каналы-пустоты. Характерным примером каналов-пустот являются ризолиты палюстринного (болотно-озерного) комплекса в кровле михайловского горизонта визе, известного в геологической литературе как “черный ризоидный известняк”, “поверхность Геккера–Швецова”, “Акульшинский палюстринный комплекс” [9, 19, 26] (рис. 5А, 5Б). Детали исследования этого объекта в ряде карьеров Московской, Калужской и Рязанской областей опубликованы в работе [1]. Слагающие его отложения сформированы в условиях прибрежной болотистой низменности, в качестве современного аналога которых можно назвать ландшафты национального парка “Эверглейдс” (Флорида, США). Каналы, образующие густую вертикальную сеть, представляют собой полости, которые остались после разложения корневых тканей, стенки их ожелезнены. Каналы имеют диаметр до 1 см и пронизывают всю толщу этого слоя, до максимальной глубины 1.3 м (средняя глубина 60–80 см). Окончания каналов – ультратонкие (микронной размерности) волоски замещены (петрифицированы) Fe-оксидами, как правило, с сохранением структуры тканей (рис. 5В, 5Г). Та-

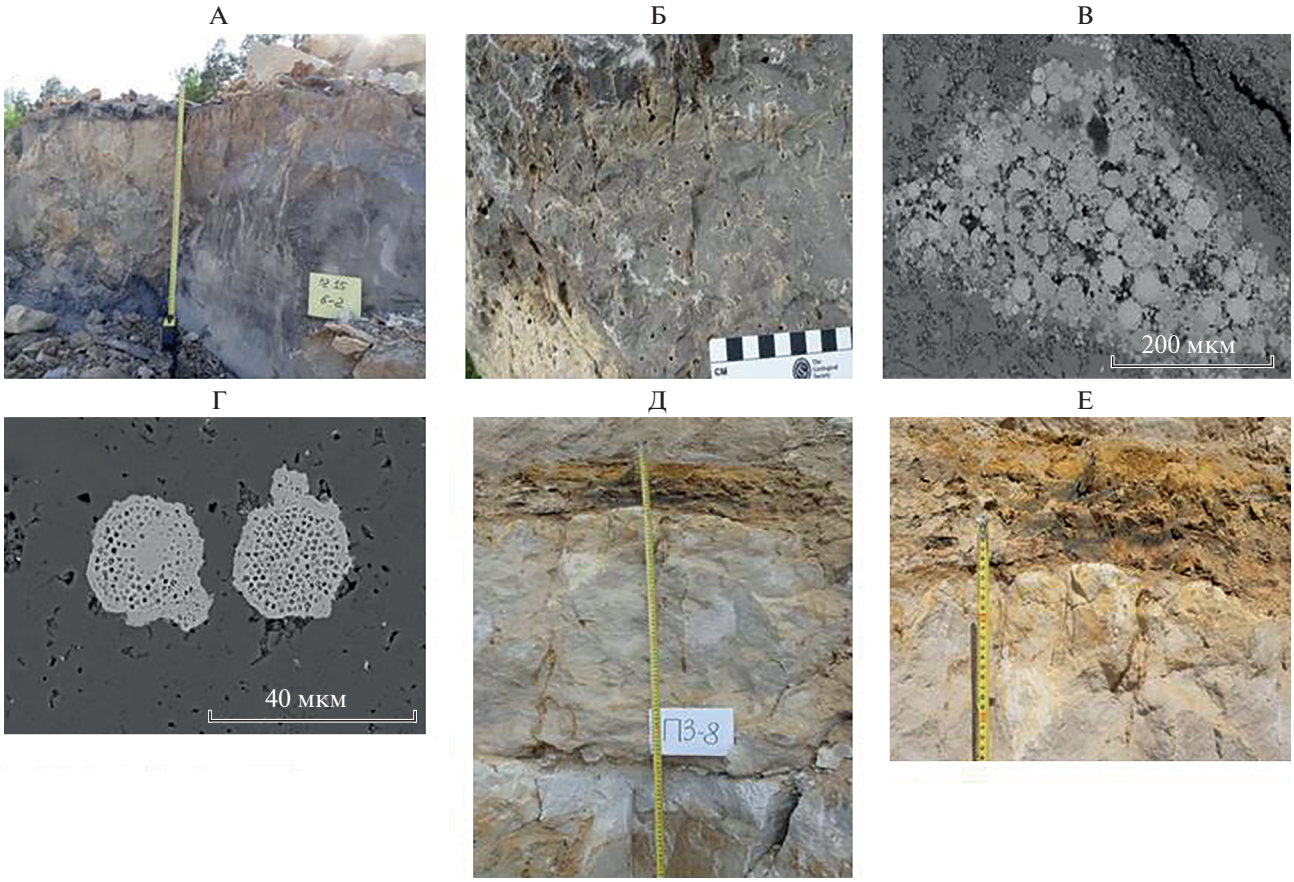

Рис. 5. Каналы-пустоты и отпечатки корней в палеопочвах раннего карбона: А–Г – “черный ризоидный известняк” (кровля михайловского горизонта, визейский ярус) (*R25*): А – фото карьер Полотняный завод; Б – фото карьер Курагино. В, Г – корневые волоски петрифицированы гетитом с сохранением структуры тканей (данные Qemscan® 650F and High Resolution BSE imaging); Д–Е – палеопочва серпуховского яруса, тарусского горизонта в карьере Полотняный завод (*R28*): Д – общий вид педокомплекса с двумя типами корневых систем; Е – верхняя часть педокомплекса с густой сетью отпечатков коротких корней.

ким образом, описанные ризолиты имеют комбинированную природу, совмещая два типа образований.

На рис. 5Д, 5Е даны фотографии педокомплекса серпуховского яруса тарусского горизонта в карьере Полотняный завод (Калужская область). В нижней палепочве педокомплекса имеются множественные ризолиты, представленные ожелезненными отпечатками тонких корней двух типов: коротких (10 см) и длинных (до 60 см) вертикально вниз уходящих ветвящихся корней. В кровле концентрация отпечатков коротких корней выше. Глубокое проникновение корневых систем отвечает хорошим дренажным условиям, а их высокая плотность – благоприятным условиям для произрастания растений. Растительный покров здесь, по-видимому, был представлен травянистой растительностью. Наличие в одном профиле двух типов корневых систем может свидетельствовать о произрастании разновозрастных растений, растений двух и более видов, либо говорить в пользу сезонности климата.

В палеопочве подзолистого типа (сподосоли), сформированной на терригенных песчаных отложениях в кровле михайловского горизонта визе (карьер Полотняный завод) [21], фоссилизированные корни представлены петрифицированными ризолитами, сложенными смесью гетита и кальцита (рис. 6). Ризолиты единичные, либо собранные в пучки (кластеры), имеют форму конусовидной трубки длиной до 5 см и диаметром около 1 см. В некоторых случаях сохраняется концентрическое строение корня. Вокруг ризолитов развиты зоны ожелезнения. Изучение химического состава данных ризолитов показало, что они обогащены Fe (43%), Ca, C, Co, Mo. Источником Ca в песчаных отложениях, на которых сформирована данная палеопочва, возможно, являются остатки раковин моллюсков [24, 38]. Аналогичные по строению ризолиты из дюнных песков Приангарья раннеголоценового возраста описаны в Голубцовым с соавт. [5].

Особый интерес представляют ризолиты-ризокреции (тип 4 по классификации Клаппа), об-

Рис. 6. Петрифицированные ризолиты (*R2*) в сподосоли михайловского горизонта визейского яруса, карьер Полотняный завод: А – вид профиля; Б – поперечное сечение ризолитов; В, Г – ризолиты.

наруженные в палеопочве (кальцисоль) веневского горизонта в карьере Бронцы (Калужская область) [2]. Их морфологические особенности представлены на рис. 7. Ризокреции представляют собой трубки, в которые на глубине около 50 см от бывшей дневной поверхности переходят корневые каналы. Трубки имеют диаметр 3–6 см и длину до 10 см. Известковая масса, вмещающая трубки, сильно преобразована: представлена мягким, мучнистым кальцитом, который формирует почвенный горизонт (горизонт В палеопочвы) мощностью до 20 см. Электронно-микроскопическое изучение деталей строения ризолитов показало, что имеет место сохранность сосудистого строения тканей корня (рис. 8, А, 8, Б). Последние полностью замещены кальцитом. Снаружи трубки состоят из многочисленных округлых образований диаметром около 50 мкм, которые сложены кальцитом микритовой размерности (рис. 8В, 8Г). Полагаем, что эти образования представляют собой споры симбиотических грибов (арбускулярной микоризы). Микоризные грибы, паразитирующие на корнях высших растений, оказывают существенное влияние на свойства ризосферы [28]. Они способны улучшать корневое дыхание, усиливать толерантность растений к неблагоприятным условиям, таким как аридность, бедность питательными элементами, соленость, другие стрессовые ситуации.

Первые находки следов симбиоза растения и арбускулярной микоризы относятся к раннему девону, и он является древнейшим симбиозом в исто-

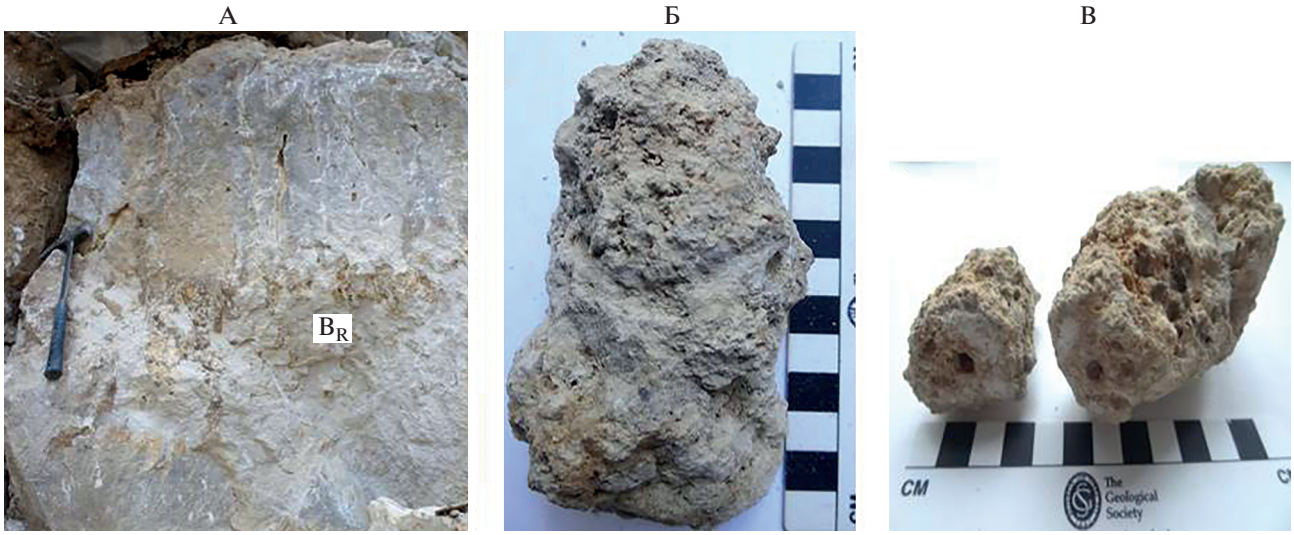

Рис. 7. Ризолиты-ризокреции в кальцисоли веневского горизонта в карьере Бронцы (*R23*): А – общий вид палеопочвы, B_R – горизонт развития ризокреций; Б, В – отдельные ризокреции (виден центральный полый канал).

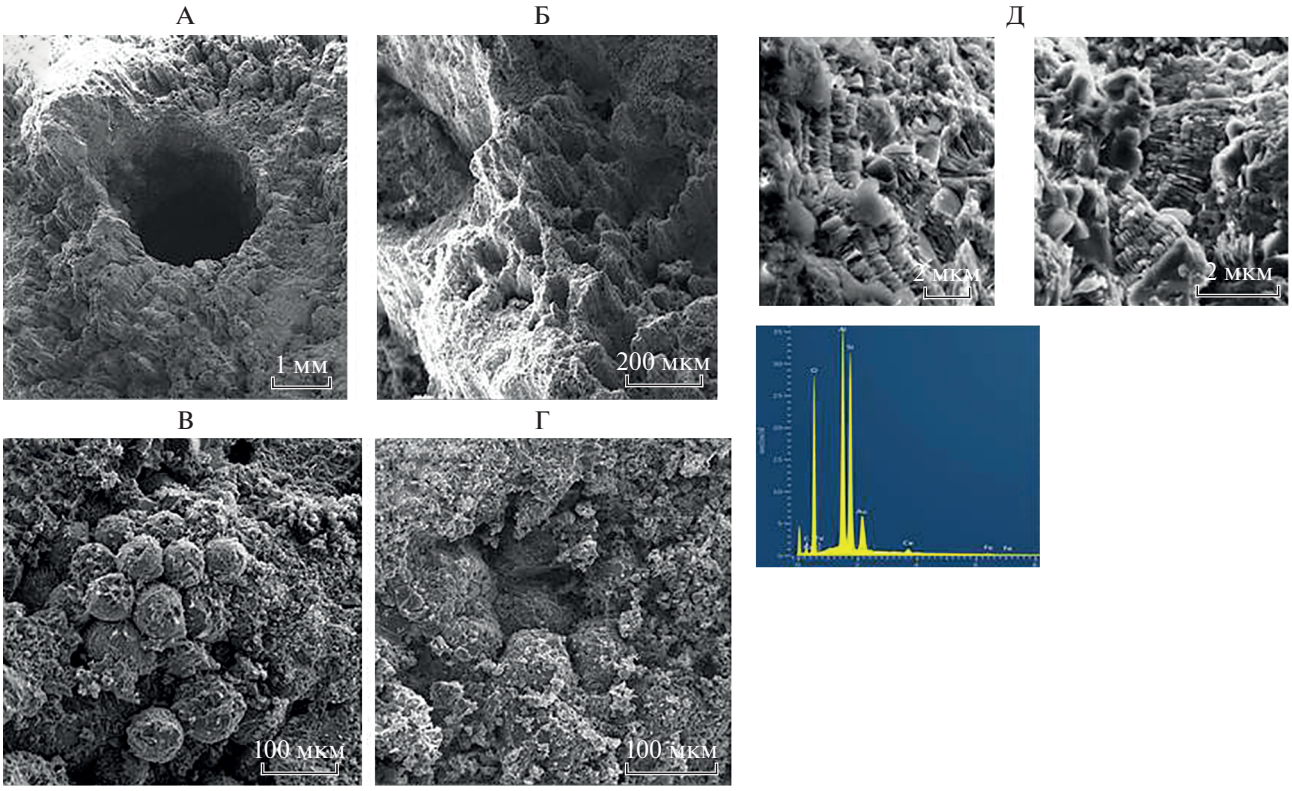

Рис. 8. Ризолиты-ризокреции в кальцисоли веневского горизонта в карьере Бронцы (*R23*) (СЭМ): А, Б – сохранение структуры тканей корня; В, Г – споры микоризных грибов; Д – новообразованный каолинит вермикулярного типа в ризосфере – микрофотографии и химический состав.

рии Земли [27, 36]. Предполагается, что большинство первых растений на Земле жили в симбиозе с грибами, которые способствовали заселению суши и их адаптации к условиям окружающей среды. В частности, подкисляя почву, грибы помогали извлечению питательных элементов ранним растениям, не имевшим настоящих корней. Известно, что грибы отличаются быстрым откликом на экологические стрессы и последующей адаптацией к изменившимся условиям. Таким образом, следы акти-

визации их в геологической летописи могут свидетельствовать о дестабилизации обстановок [44]. Например, уникальным и глобальным по масштабам было “грибное” событие биосферного кризиса на рубеже перми и триаса [44].

Описываемые ризокреции сформированы на обедненном жизненно-важными химическими элементами известковом субстрате. Формирование морфологически и аналитически выраженного горизонта аккумуляции вторичных карбонатов может свидетельствовать в пользу того, что на момент развития микоризы известковый субстрат уже находился в затвердевшем состоянии. Избыток Ca после извлечения из него необходимых питательных для жизни и развития растений элементов оставался в растворе и впоследствии формировал чехол вокруг корня (собственно ризокрецию) [24, 46]. Для этого типа фоссилий характерно частичное сохранение структуры растительных тканей, которые замещены преимущественно кальцитом с небольшой примесью кварца и доломита. Помимо карбонатов во внешней части чехла обнаружен каолинит “вермикулярного” типа – продукт аутигенного минералообразования в ризосфере (рис. 8, Д) [4]. Формированию его способствовало подкисление, имеющее место в ризосферной почве [15, 16, 28]. Известно, что подкисление может быть обусловлено целым рядом факторов, в том числе дыханием корней, выделением органических кислот, обменными реакциями [28]. Следствием чего является растворение вмещающего известняка, высвобождение и концентрирование Si и Al, необходимых для синтеза каолинита. Описываемая палеопочвы принадлежат к семиаридному типу [2], и деятельность микоризы, по-видимому, несла важные экологические функции.

Сравнение химического состава ризокреций с составом вмещающей палеопочвы показало, что ризокреции относительно палеопочвы обогащены (в порядке убывания): Ca (37%), Fe (1%), Si, Yb, Co, Ti, P (рис. S3). Аккумуляция P может быть обусловлена деятельностью грибов. Накоплению Fe способствуют подкисление, смена окислительно-восстановительных условий, а также формирование комплексов с органическим веществом [28]. Последний механизм, наряду с обменными реакциями с участием Ca, объясняет некоторую аккумуляцию Yb [43].

Изотопный состав карбонатов в ризолитах-слепках изменяется в широких пределах: $-5.68 < \delta^{13}C < -1.16‰$ и в целом близок изотопному составу вмещающих карбонатов ($-4.66 < \delta^{13}C < 0.6‰$) (рис. S4). Вместе с тем изотопный состав C карбонатов в составе ризокреций существенно облегчен по сравнению с изотопным составом палеопочвы; разница в изотопном составе составляет более 6‰. Описываемые ризолиты-ризокреции сформированы в почвах автоморфного ряда. Залегание горизонта почвенных карбонатов на глубине 50 см соответствует полуаридному климату с величиной осадков около 600 мм/год [1, 2, 21, 46]. Ризокреции сформировались, видимом, еще при жизни растений (до момента погребения почвы), когда система была открыта по отношению к атмосферному CO_2, и формирование чехла могло способствовать гибели растения [30].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ризолиты являются ценнейшими свидетельствами былых биосфер. Обнаружение в Павловском карьере в палеопочвах среднего-позднего девона двух принципиально различных видов петрифицированных ризолитов: трубок разной длины, диаметра и степени диагенетических преобразований и клиньев показывает, что палеопочвы формировались под двумя типами растительности: травянистой и(или) кустарниковой, и древесной. Основным фактором, определяющим различия в растительных сообществах, был рельеф. Возвышенные участки суши исходно занимал густой археоптерисовый лес, остатки корневых систем которых представлены клиньями. Другие вегетативные органы этих растений (пни, стволы и ветви) в изобилии встречены в отвалах карьера. Широкое распространение древесной археоптерисовой растительности контролировало эрозионные процессы, способствовало закреплению почвенного покрова и обеспечило сохранность этих древнейших палеопочв.

Ранее [22] показано, что палеопочвы в отложениях Павловского карьера формируют сложные педокомплексы, состоящие из четырех и более палеопочв. Лесные (археоптерисовые) палеопочвы в подошве педокомплекса сменили почвы, сформированные под мелкой и средней травянисто-кустарниковой растительностью, свидетельствами которой являются ризолиты-трубки. Этапы почвообразования чередовались с этапами затопления территории с последующим осадконакоплением. На этапе затопления корни растений замещались сидеритом. На стадии последующего этапа автоморфного почвообразования, будучи неустойчивым в условиях гипергенеза, сидерит в различной степени замещался гетитом. Некоторые ризолиты из кровли педокомплекса содержат пирит, Mn-оксиды, сохраняют структуру тканей, что отвечает условиям временного переувлажнения на этапах подтопления. Эти этапы отражает и утяжеление изотопного состава ^{18}O, которое характерно для карбонатов, слагающих ризолиты.

В палеопочвах склонового педокомплекса отсутствуют ризолиты-клинья. В остальном закономерности в формировании облика педокомплекса и ризолитов, в частности, аналогичны описанным выше. Частичная пиритизация ризо-

литов в кровле педокомплекса свидетельствует о временном переувлажнении и (полу)гидроморфном характере палеопочв склона.

В сохранившихся палеопочвах пойменного комплекса среднедевонского (живетский ярус) возраста ризолиты не обнаружены. Произраставшие здесь растения не имели корней (*Orestovia/Schuguria*, *Nematophyton*). Многочисленные находки стволов, ветвей и пней древесных растений в вулканогенных породах, перекрывающих этот педокомплекс, имеют аллохтонную природу. Распространенная пиритизация растительных фрагментов свидетельствует о преобладании гидроморфных обстановок [22].

Петрифицированные ризолиты обогащены в первую очередь Fe и Mn, а также C, Ca, Mg, Co, Ti. Минеральная форма Fe определяется условиями педодиагенеза. Это могут быть сидерит, гетит, гематит, а также пирит. Содержание Ti в ризолитах в отдельных случаях может достигать 4% и более, при среднем – 2%. Методом электронной микроскопии показано, что Ti входит в состав аутигенного оксида – анатаза. Он является продуктом выветривания ильменита ($FeTiO_3$) в составе вулканитов осадочных пород, на которых сформированы палеопочвы.

В палеопочвах раннего карбона на известковых субстратах основными типами ризолитов являются слепки и каналы-пустоты. Растительные ткани полностью минерализованы. Слепки сложены кальцитом. Материал слепков практически идентичен составу вмещающей массы, изотопный состав C кальцита слегка облегчен благодаря разбавлению его карбонатом ризосферы из окружения былого корня.

Полагаем, что тип сформировавшего ризолита определяется комплексом факторов: типом растительности, почвообразующей породой, водным режимом палеопочвы (дренажными условиями), условиями захоронения палеопочвы и его длительностью и др.

Так, петрифицированные корни с сохранением растительных тканей формируются в случае быстрого (катастрофического) захоронения палеопочвы осадками, препятствующими поступлению кислорода. Ризокреции являются прижизненными образованиями. Их формирование осуществлялось при участии микоризных грибов. Сопряженность последних со стрессовыми ситуациями [44] может в данном конкретном случае (веневский горизонт C1) свидетельствовать об их развитии в связи с надвигающейся на рубеже раннего и среднего-позднего карбона аридизацией климата [29]. Каналы – пустоты формируются в результате медленного разложения растительных тканей параллельно с подтоплением территории и накоплением рыхлых осадков. В случае перекрытия палеопочвы карбонатными отложениями, каналы со временем заполняются карбонатным цементом с формированием кальцитовых слепков.

Важным является вопрос о феномене сидеритового состава ризолитов в палеопочвах девона в сравнении с кальцитовым составом ризолитов в изученных палеопочвах карбона, а также в палеопочвах перми, мела, голоцена и в современных почвах разного генезиса [5, 8, 34, 45, 46]. Два фактора, по-видимому, являются определяющими. Во-первых, это состав почвообразующей породы и тип почвы, их минеральный и химический составы. В качестве второго фактора выступает состав атмосферы – концентрация в ней CO_2 и O_2. Палеопочвы девона – оксисоли, глубовыветрелые, обедненные Ca, – типоморфным элементом здесь является железо. В условиях атмосферы девона, а именно высоких концентраций CO_2 и низких O_2 [25, 39], железо находится в подвижной восстановленной форме. В этих обстановках сидерит доминирует и на суше, и в море (конкреции, онколиты) [22]. Аутигенный сидерит формируется в слабовосстановительных (до нейтральных) и в восстановительных условиях [17]. В изученных палеопочвах такие обстановки отвечают этапу затопления автоморфных почв, либо первичному (полу)гидроморфизму почв. В первом случае сидерит можно рассматривать как продукт диагенеза, во втором он синлитогенен почвообразованию. Заварзиной [6] в лабораторных экспериментах показано, что образование сидерита в качестве единственной Fe-восстановленной фазы осуществляется при относительном дефиците Fe, высоком парциальном давлении CO_2, в присутствии гелеобразующих органических соединений. В нашем случае дополнительными факторами, способствующими формированию сидерита, являются низкие концентрации катионов: Ca(II), Mg(II), а также S, что лимитирует формирование пирита [35]. Сидерит – неустойчивый к окислению минерал. В присутствии O_2 на этапе субаэрального развития территории он окисляется с формированием гетита и (редко) гематита [30]. При погребении в условиях дефицита O_2 сидерит сохраняется без последующего преобразования в оксиды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как важнейшие компоненты гео-биосферы, палеопочвы, являются основными свидетельствами континентальных обстановок на Земле, начиная с раннего фанерозоя. Взрывное освоение суши растениями в девоне с появлением первых корнеобитаемых почв – одно из глобальных этапов в развитии биосферы. Следствием чего, в частности, стали глобальные перестройки состава атмосферы и глобальные изменения климата [39].

Наличие ископаемых корней (ризолитов) *in situ* – это не только первостепенный почвенный признак. Из-за плохой сохранности наземных частей многих растений их фоссилизированные подземные части часто являются единственными свидетельствами растительности. В качестве примера можно назвать "стигмариевые" известняки визейского возраста на территории Подмосковного бассейна – уникальный тип захоронения ризофоров типа *Stigmaria*, принадлежавших древесным плауновидным. Горизонты "стигмариевых" известняков являются важнейшими составляющими геологической летописи [10]. Как продукт ископаемых ризосфер и былых биосфер в целом, ризолиты несут важнейшую палеоэкологическую функцию реконструкции растительного мира, его эволюции и обстановок окружающей среды. Биоразнообразие, продуктивность ценозов (биомасса), геоморфологические преференции, окислительно-восстановительные обстановки, особенности химического состава почвы, дренажные условия, стрессовые ситуации, температура почвы, состав атмосферы – это не полный круг решаемых задач. Необходимо добавить, что объем извлекаемой информации зависит от типа ризолита. Так, петрифицированные ризолиты и ризокреции, как биокосные тела – видоспецифичны. Они являются источником информации о строении тканей растений, их физиологии (изотопный состав С, химический состав, наличие микоризы) и, таким образом, решают вопросы идентификации растений, шире отражают экологические ситуации.

Тип сформировавшегося ризолита определяется комплексом факторов: типом растительности, почвообразующей породой и ее химическим составом, дренажными условиями, условиями захоронения палеопочвы и его длительностью и др. Состав ризолитов (химический и минеральный) – их важнейшая характеристика, которая, с одной стороны, отражает особенности среды формирования, а с другой, определяют их судьбу в диагенезе.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследования с применением автоматической системы Qemscan® 650F выполнены на оборудовании компании "TechnoInfo" (Москва). Выражаем признательность сотруднику этой компании О.Е. Корнейчику за оказанную помощь.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0191-2019-0048) и при частичной финансовой поддержке Программы Президиума РАН "Эволюция органического мира и планетарные процессы".

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Химический состав петрифированных ризолитов девона (Павловский карьер).

Рис. S2. Изотопный состав С и О сидерита ризолитов и вмещающей почвенной массы, Павловский карьер, Воронежская область.

Рис. S3. Химический состав ризолитов-слепков из палеопочв раннего карбона.

Рис. S4. Изотопный состав углерода карбонатов в ризолитах из палеопочв раннего карбона и вмещающей их почвенной массы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Губин С.В.* Палеопочвенный комплекс в кровле михайловского горизонта (визейский ярус нижнего карбона) на территории южного крыла Московской синеклизы // Палеонтологический журнал. 2016. № 4. С. 5–20.
2. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Калинин П.И.* Палеопочвы нижнего карбона в карьере "Бронцы" (Калужская область) // Почвоведение. 2018. № 7. С. 787–800.
3. *Безносов П.А., Снигиревский С.М., Наугольных С.В., Лукшевич Э.В.* Верхнедевонский комплекс отложений дельтовой равнины на Северном Тимане // Vestnik IG Komi SC UB RAS. 2018. № 1. P. 25–44. https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-1-25-44
4. *Бортников Н.С., Новиков В.М., Савко А.Д., Боева Н.М., Жегалло Е.А., Бушуева Е.Б., Крайнов А.В., Дмитриев Д.А.* Структурно-морфологические особенности каолинита различных стадий литогенеза глинистых пород (на примере Воронежской антеклизы) // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 5. С. 426–440.
5. *Голубцов В.А., Хохлова О.С., Черкашина А.А.* Карбонатные ризолиты в дюнных песках долины реки Белой (Верхнее Приангарье) // Почвоведение. 2019. № 1. С. 97–108.
6. *Заварзина Д.Г.* Биогеохимические факторы преобразования соединений железа в восстановительной обстановке. Автореф. дис. ... к. г.-м. наук. М., 2001. 24 с.
7. *Иноземцев С.А., Таргульян В.А.* Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М.: ГЕОС, 2010. 188 с.
8. *Иноземцев С.А., Наугольных С.В., Якименко Е.Ю.* Верхнепермские палеопочвы на известняках: морфология и генезис (среднее течение р. Волга) // Почвоведение. 2011. № 6. С. 660–674.
9. *Кабанов П.Б., Алексеева Т.В. и Алексеев А.О.* Серпуховский ярус карбона в типовой местности: седиментология, минералогия, геохимия, сопоставление разрезов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 1. С. 18–48.
10. *Мосейчик Ю.В.* Раннекаменноугольная флора Подмосковного бассейна. Т. I. Состав, экология, эволюция, фитогеографические связи и стратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2009. 187 с.
11. *Наугольных С.В.* Новый представитель рода *Radicites Potonie* из верхнедевонских отложений России // Pre-

historic. Палеонтологическое наследие: изучение и сохранение. М.: Медиа-Гранд, 2015. С. 31–40.

12. *Рысков Я.Г., Величко А.А., Николаев В.И., Олейник С.А., Тимирева С.Н., Нечаев В.П., Панин П.Г., Морозова Т.Д.* Реконструкция палеотемператур и осадков в плейстоцене по изотопному составу гумуса и карбонатов лёссов Русской равнины // Почвоведение. 2008. № 9. С. 1062–1070.
13. *Снигиревская Н.С.* Корневые системы археоптерисовых в верхнем девоне Донбасса // Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества. 1984. Вып. XXVII. С. 28-41.
14. *Снигиревский С.М., Кочева Л.С., Безносов П.А., Павлова М.А.* Северный Тиман как один из древнейших угленосных районов Земли. Мат-лы Всерос. конф. “Природное геологическое наследие Европейского севера России”. Сыктывкар, 2017. С. 77–80.
15. *Соколова Т.А., Толпешта И.И., Лысак Л.В., Завгородняя Ю.А., Чалова Т.С., Карпухин М.М., Изосимова Ю.Г.* Биологические характеристики и содержание подвижных соединений Fe, Al и Si в ризосфере ели в подзолистой почве // Почвоведение. 2018. № 11. С. 1330–1339.
16. *Соколова Т.А., Толпешта И.И., Данилин И.В., Изосимова Ю.Г., Чалова Т.С.* Кислотно-основные свойства и состав глинистых минералов в ризосфере клена остролистного и ели обыкновенной в подзолистой почве // Почвоведение. 2019. № 6. С. 743–754.
17. *Теодорович Г.И.* Аутигенные минералы осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 233 с.
18. *Феофилова А.П.* Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбоновых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 5. С. 67–74.
19. *Швецов М.С.* К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковного бассейна // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1. № 2. С. 223–242.
20. *Шумилов И.Х.* Условия сохранности инситных корневых систем в девонских отложениях Среднего Тимана // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 1. С. 60–69.
21. *Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Gubin S.V., Kabanov P.B., Alekseeva V.A.* Palaeoenvironments of the Middle-Late Mississippian Moscow Basin (Russia) from multiproxy study of palaeosols and palaeokarsts // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016. V. 450. P. 1–16. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.02.030
22. *Alekseeva T., Kabanov P., Alekseev A., Kalinin P., Alekseeva V.* Characteristics of early Earth`s critical zone based on Middle-Late Devonian palaeosols properties (Voronezh High, Russia) // Clays Clay Minerals. 2016. V. 64. № 5. P. 677–694. https://doi.org/10.1346/CCMN.2016.064044
23. *Aref'ev M.P., Naugolnykh S.V.* Fossil roots from the upper Tatarian deposits in the basin of the Sukhona and Malaya Severnaya Dvina rivers: stratigraphy, taxonomy and paleoecology // Paleontological J. 1998. V. 32. № 1. P. 82–96.
24. *Cramer M.D., Hawkins H.J.* A physiological mechanism for the formation of root casts // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. 274. P. 125–133.
25. *Foster G.L., Royer D.L., Lunt D.J.* Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years // Nature Comm. 2017. V. 8. P. 14845.
26. *Gibshman N.B., Kabanov P.B., Alekseev A.S. et al.* Novogurovsky quarry: Upper Visean and Serpukhovian, in Type and Reference Carboniferous Sections in the South Part of the Moscow Basin // Field Trip Guidebook of International IUSC Field Meeting. August 11–12. Moscow, 2009. P. 13–44.
27. *Harrier L.A.* The arbuscular mycorrhizal symbiosis: a molecular review of the fungal dimension // J. Experimen. Botany. 2001. V. 52. Supl. 1. P. 469–478.
28. *Jones D.L., Hodge A., Kuzyakov Ya.* Plant and mycorrhizal regulation of rhizodeposition // New Phytologist. 2004. V. 163. P. 459–480.
29. *Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseeva V.A., Alekseev A.O., Gubin S.V.* Paleosols in late Moscovian (Carboniferous) marine carbonates of the East European craton revealing “great calcimagnesian plain” paleolandscapes // J. Sedimentary Res. 2010. V. 80. P. 195–215.
30. *Kholodov V.N., Butuzova G.Yu.* Siderite formation and evolution of sedimentary iron ore deposits in the Earth`s History // Geology Ore Deposits. 2008. V. 50. № 4. P. 299–319.
31. *Klappa C.F.* Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance // Sedimentology. 1980. V. 27. P. 613–629.
32. *Kraus M.J., Hasiotis S.T.* Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn basin, Wyoming, USA // J. Sedimentary Res. 2006. V. 76. P. 633–646.
33. *Nascimento D.L., Batezelli A., Ladeira F.S.B.* The paleoecological and paleoenvironmental importance of root traces:plant distribution and topographic significance of root patterns in Upper Cretaceous paleosols // Catena. 2019. V. 172. P. 789–806.
34. *Naugolnykh S.V.* Upper Cretaceous Paleosols of the Bain-Dzak Section, Southern Mongolia // Paleontological J. 2016. V. 50. № 12. P. 1451–1469.
35. *Passey S.R.* The habit and origin of siderite spherules in the Eocene coal-bearing Prestfjall Formation, Faroe Islands // Int. J. Coal Geology. 2014. V. 122. P. 76–90.
36. *Raven J.A., Edwards D.* Roots: evolutionary origins and biogeochemical significance // J. Experimen. Botany. 2001. V. 52. P. 381–401.
37. *Retallack G.J.* Soils of the past: An introduction to paleopedology. Malden, USA: Blackwell Sci., 2001. 404 p.
38. *Retallack G.J., Huang C.* Ecology and evolution of Devonian trees in New York, USA // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. V. 299. P. 110–128.
39. *Royer D.L., Berner R.A., Montanez I.P., Tabor N.J., Beerling D.J.* CO_2 as a primary driver of Phanerozoic Climate // GSA Today. 2004. V. 4. № 3. P. 4–10.
40. *Shumilov I.Kh.* Gleization and paleosoils in Devonian red rocks of the Middle Timan Region // Lithology Mineral Res. 2014. V. 49. № 4. P. 308–319.

41. *Sun Qingfeng, Wang Hong, Zamanian K.* Radiocarbon age discrepancies between the carbonate cement and the root relicts of rhizoliths from the Badan Jaran and the Tengeri deserts, Northwest China // Catena. 2019. V. 180. P. 263–270.
42. *Tabor N.J., Myers T.S.* Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2015. V. 43. P. 11.1–11.29.
43. *Tyler G.* Rare earth elements in soil and plant systems – A review // Plant and Soil. 2004. V. 267. P. 191–206.
44. *Visscher H., Brinkhuis H., Dilcher D.L., Elsik W.C., Looy C.V., Rampino M.R., Traverse A.* The terminal Paleozoic funfal event: evidence of terrestrial ecosystem destabilization and collapse // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. Ecology. 1996. V. 93. P. 2155–2158.
45. *Yakimenko E., Inozemtsev S., Naugolnykh S.* Upper Permian paleosols (Salarevskian Formation) in the central part of the Russian Platform: paleoecology and paleoenvironment // Revista Mexicana de Ciencias Geologicas. 2004. V. 21. № 1. P. 110–119.
46. *Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y.* Pedogenic carbonates: forms and formation processes // Earth-Sci. Rev. 2016. V. 157. P. 1–17.

Rhizoliths in Devonian and Early Carboniferous Paleosols and Their Paleoecological Interpretation

T. V. Alekseeva*

Institute Physical Chemical and Biological Problems of Soil Science Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia
**e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su*

Collected *in situ* rhizoliths from Devonian and Early Carboniferous paleosols in the southern part of the Russian Platform (Kaluga, Belgorod and Voronezh oblasts) were studied by means of scanning electron microscopy, X-ray diffraction, XRF and mass – spectrometry. In Devonian paleosols developed from volcanic – sedimentary deposits, the rhizoliths are presented by petrified individual roots of different plants, rooting systems, and their diagenetically transformed products – ferruginous concretions. Mineralogically, they are dominated by goethite and siderite in different proportions. Some of them include charcoals and/or pyrite-substituted plant tissues. This kind of rhizoliths was developed under reducing conditions in (semi)hydromorphic paleosols or under flooding on the burial stage. Carboniferous paleosols on marine limestones contain several types of rhizoliths: casts (prevail), imprints and root channels (less abundant), rare rhizocretions with arbuscular mycorrhiza. All of them are characterized by complete mineralization of plant tissues. Casts and rhizocretions are substituted with calcite. The isotopic composition of C in the latter is within $-5.68 < \delta^{13}C < -1.16‰$. The data obtained show that rhizoliths are important sources of information on biodiversity, physiology of plants, paleoenvironments at different scales including global. The information content depends on the type of rhizolith.

Keywords: geochemistry, isotopic composition of C and O in carbonates, mycorrhiza, mineralogy, Paleozoic, siderite

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 414–420

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.417:54.027

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ГУМУСОВЫХ КИСЛОТ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ И ЧЕРНОЗЕМОВ

© 2020 г. М. И. Макаров[a], *, Т. И. Малышева[a], А. А. Гончаров[b], А. В. Тиунов[b]

[a] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

[b] *Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Ленинский пр., 33, Москва, 117071 Россия*

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

Поступила в редакцию 24.05.2019 г.
После доработки 25.07.2019 г.
Принята к публикации 27.11.2019 г.

Результаты изотопного анализа углерода органического вещества почв часто используются в палеоэкологических исследованиях для реконструкции климата и состава фитоценоза (типа фотосинтеза). Сложность интерпретации изотопных данных состоит в том, что соотношение изотопов $^{13}C/^{12}C$ в растениях и почвах контролируется комплексом факторов, включающих как условия окружающей среды, так и особенности состава органического вещества почв. На примере дерново-подзолистых почв (Albic Retisols) и черноземов выщелоченных (Luvic Chernozems) показано, что экстрагируемые гумусовые кислоты обогащены тяжелым изотопом ^{13}C относительно общего органического вещества почв. В дерново-подзолистых почвах повышенные значения $\delta^{13}C$ характерны для гуминовых кислот глубже гумусового горизонта и для фульвокислот во всем профиле, а в черноземах более “тяжелым” является только углерод фульвокислот. Таким образом, изменение изотопного состава углерода в почвах, в частности его “утяжеление” с глубиной, может быть связано с миграцией лабильных органических соединений по профилю и их аккумуляцией в более глубоких горизонтах.

Ключевые слова: $\delta^{13}C$, гуминовые кислоты, фульвокислоты

DOI: 10.31857/S0032180X20040097

ВВЕДЕНИЕ

Изучение изотопного состава биогенных элементов находит широкое применение в почвенных и экологических исследованиях. В частности, соотношение стабильных изотопов углерода ($^{13}C/^{12}C$) в почве используют в палеоэкологических исследованиях для реконструкции состава растительности и климата [8]. Такая возможность связана с существованием разных типов фотосинтеза, в результате чего формируется органическое вещество, различающееся по изотопному составу углерода (разница $\delta^{13}C$ у растений с C3 и C4 типами фотосинтеза составляет ~14‰), и с наличием определенной связи между преобладающим в фитоценозе типом фотосинтеза и климатом. Поскольку изотопный состав углерода органического вещества, синтезированного растениями, в последующих процессах трансформации растительных остатков и гумификации изменяется несильно [2], то предоставляется возможность, изучая органическое вещество почв, определить, какой именно тип фотосинтеза доминировал при формировании почвенного гумуса.

Однако часто выводы об участии растений с разным типом фотосинтеза в формировании органического вещества почв основываются на незначительных (не более 2–4‰) изменениях $\delta^{13}C$ в почвенном профиле [1, 3]. Но подобные и даже большие вариации (отличие $\delta^{13}C$ на 5–6‰) могут наблюдаться среди растений одного типа фотосинтеза, и могут быть обусловлены как генетическими особенностями растений, так и влиянием факторов окружающей среды [27].

Факторы внешней среды оказывают влияние на изотопный состав углерода растений посредством регулирования эффективности фотосинтеза через изменение 1) газообмена между растением и атмосферой и 2) активности ферментной системы фотосинтеза. Главные среди таких факторов – это водный и осмотический стрессы, доступность элементов минерального питания, изменение температуры, освещенности и парциального давления CO_2 [10, 27].

Другая возможная причина изменения изотопного состава углерода растений – это изменение $\delta^{13}C$ углекислого газа атмосферного воздуха. Такое изменение (уменьшение) наблюдается при участии в процессе фотосинтеза значительной доли респираторного CO_2, обедненного изотопом ^{13}C, а также вследствие эффекта Зюсса – постепенного

смещения изотопного отношения $^{13}C/^{12}C$ в CO_2 атмосферы в сторону легкого изотопа в связи с поступлением в атмосферу все большего количества CO_2, образующегося при сжигании ископаемого топлива [9, 27].

Кроме того, изменение $\delta^{13}C$ органического вещества почвы в диапазоне нескольких единиц ‰ может контролироваться процессами трансформации растительного опада – его минерализации, гумификации, миграции органических компонентов в почвенном профиле [20, 30]. При этом процессы фракционирования изотопов в почвах и в отдельных почвенных горизонтах также разнообразны. Среди наиболее обсуждаемых можно отметить 1) фракционирование в процессе микробного метаболизма, когда из почвы в составе CO_2 удаляется преимущественно легкий изотоп ^{12}C, и в составе органического вещества происходит прогрессивное увеличение доли микробного углерода, обогащенного тяжелым изотопом ^{13}C [28]; 2) перераспределение в профиле отдельных органических продуктов фотосинтеза и их дериватов (гидрофильные углеводы обогащены, а гидрофобные липиды и лигнин обеднены изотопом ^{13}C) [23]; 3) относительное обогащение изотопом ^{13}C органического вещества тонких коллоидов, способных к миграции [7]; 4) более тяжелый изотопный состав углерода корней в сравнении с надземной частью растений [7, 28].

Причиной различий $\delta^{13}C$ органического вещества почвы может быть также изменение состава гумуса (соотношение гуминовых кислот (ГК) и фульвокислот (ФК)) [6]. Однако подобные свидетельства единичны, и мы поставили задачу определить, насколько распространенным может быть влияние этого фактора на изотопный состав углерода органического вещества в профиле почв. Для этого мы изучили изменение $\delta^{13}C$ общего органического вещества и отдельных групп гумусовых кислот (ГК и ФК) в профилях двух достаточно контрастных типов почв – дерново-подзолистой и чернозема.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Образцы дерново-подзолистых почв (Albic Retisols) собраны в Центрально-лесном государственном природном заповеднике (Тверская область, Нелидовский район). Образцы отбирали из трех разрезов, профили которых заметно отличались по строению и мощности горизонтов в верхних 35–45 см: O(1–2 см)–AY (1–7/20 см)–EL(7–35/45 см) или AEL(20–36 см)–BEL(35–60/65 см)–BT1(60–72/84 см)–BT2 (72–110/120 см). Образцы отобраны с поверхности горизонта AY–0–2 см, далее через каждые 10 см до глубины 50 см, затем через 20 см до глубины 90 см.

Образцы черноземов глинисто-иллювиальных (Luvic Chernozems) собраны в Островцовской лесостепи (Пензенская область, Колышлейский район, водораздел рек Арчада и Хопёр). Образцы отбирали также из трех разрезов. Все профили черноземов близки по строению: AU(0–60/70 см)–AUB(70–90/100 см)–BI(100–110/120 см)–BCA(120–200 см). Отобраны образцы с поверхности горизонта AU–0–2 см, далее через каждые 20 см до глубины 120 см.

На обоих участках были также отобраны образцы растений (листья отдельных видов деревьев, смешанные образцы надземной части травянистых растений и тонкие корни с глубины 0–10 см).

В почвах определяли общее содержание углерода ($C_{общ}$) и его изотопный состав ($\delta^{13}C_{общ}$). Из образцов экстрагировали гуминовые кислоты (ГК) и фульвокислоты (ФК) с использованием 0.1 н NaOH при соотношении почва/раствор 1/8. Образцы черноземов перед щелочной экстракцией проверялись на вскипание при взаимодействии с 10% HCl (во вскипающих образцах карбонаты разрушали 2%-ной HCl и отмывали от кальция 0.1 н. HCl).

При щелочной экстракции в раствор добавляли 0.5 М K_2SO_4 (конечная концентрация 0.05 М) для коагуляции коллоидов. После суточного настаивания проводилось центрифугирование (15 мин, 5000 об./мин). В полученном экстракте (сумма ГК и ФК) определяли концентрацию углерода ($C_{ГК+ФК}$). После этого проводили осаждение ГК, добавляя в экстракт 10% H_2SO_4. Разделение ГК и ФК проводили центрифугированием. В растворе ФК определяли концентрацию углерода ($C_{ФК}$). Концентрацию углерода ГК ($C_{ГК}$) рассчитывали по разности между $C_{ГК+ФК}$ и $C_{ФК}$. Таким образом, в данной работе в качестве ФК мы рассматриваем общую кислоторастворимую фракцию экстрагируемого щелочью органического вещества почв, а не специфическую фракцию, получаемую на каких-либо сорбентах (активированный уголь, XAD, DAX).

Для определения изотопного состава углерода гумусовых кислот пробы раствора ФК ($\delta^{13}C_{ФК}$) и осадка ГК ($\delta^{13}C_{ГК}$) выпаривали на водяной бане в фарфоровых чашках при 60°С, и образовавшийся осадок использовали для анализа (для ГК только верхние 5 образцов, из которых удалось получить необходимое для анализа количество препарата).

Общее содержание углерода в почвах определяли на анализаторе Carlo Erba NC 2500 (Carlo Erba, Rodano, Italy), концентрацию в жидких пробах – на анализаторе TOC-V_{CPN} (Shimadzu Corporation, Kyoto, Japan) (растворы перед анализом разбавляли в 10–100 раз в зависимости от исходной концентрации). Изотопный состав углерода в почвах, гумусовых кислотах и растениях опре-

Таблица 1. Средняя концентрация углерода разных фракций органического вещества в трех разрезах дерново-подзолистой почвы и чернозема ($n = 3$), мг/г, среднее ± стандартное отклонение

Горизонт	Глубина, см	$C_{общ}$	$C_{ГК}$	$C_{ФК}$	$C_{ГК+ФК}$, % от $C_{общ}$	$C_{ГК}/C_{ФК}$
Дерново-подзолистая почва						
AY	2	73.5 ± 39.8	5.5 ± 3.9	7.1 ± 3.0	17.2 ± 1.3	0.7 ± 0.3
AY	10	32.0 ± 21.7	2.3 ± 1.8	2.7 ± 1.6	16.0 ± 2.1	0.8 ± 0.2
AE	20	12.4 ± 9.1	1.1 ± 0.8	1.2 ± 0.6	21.6 ± 7.3	0.8 ± 0.3
AE	30	7.5 ± 5.3	0.5 ± 0.3	0.8 ± 0.3	19.9 ± 5.2	0.7 ± 0.2
EB	40	4.5 ± 1.7	0.4 ± 0.2	0.7 ± 0.3	24.2 ± 4.8	0.7 ± 0.3
EB	50	4.0 ± 2.2	0.4 ± 0.3	0.6 ± 0.4	23.5 ± 4.8	0.6 ± 0.2
BT	70	2.1 ± 0.9	0.16 ± 0.02	0.3 ± 0.1	25.5 ± 8.4	0.5 ± 0.2
BT	90	2.1 ± 0.9	0.13 ± 0.04	0.3 ± 0.1	22.5 ± 8.5	0.5 ± 0.2
Чернозем						
AU	2	141.8 ± 25.3	14.2 ± 1.6	8.3 ± 0.6	16.3 ± 4.1	1.7 ± 0.3
AU	20	61.2 ± 0.5	7.0 ± 1.0	4.1 ± 0.6	18.2 ± 1.8	1.7 ± 0.3
AU	40	48.9 ± 0.9	4.7 ± 0.4	2.9 ± 0.5	15.5 ± 1.0	1.6 ± 0.4
AU	60	33.4 ± 0.7	3.3 ± 0.3	1.9 ± 0.5	15.6 ± 2.3	1.7 ± 0.4
AUB	80	20.3 ± 8.7	3.4 ± 0.8	1.9 ± 0.7	28.0 ± 5.8	1.9 ± 0.4
BI	100	7.2 ± 1.3	0.7 ± 0.2	1.0 ± 0.3	25.6 ± 11.3	0.7 ± 0.1
BCA	120	7.4 ± 2.1	0.6 ± 0.1	0.9 ± 0.2	22.0 ± 9.0	0.7 ± 0.2

деляли на масс-спектрометре Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific, USA).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание и состав органического вещества в почвах. В соответствии с различием в строении и мощности горизонтов в верхней части профиля трех разрезов дерново-подзолистых почв концентрация $C_{общ}$ в образцах, отобранных по глубинам, сильно варьировала (табл. 1). В поверхностном слое гумусового горизонта содержится 34.7–114.3 мг С/г, на глубине 10 см – 10.9–54.2 мг/г, а на глубине 20 см – 3.3–21.5 мг/г. Только с глубины 40–50 см во всех разрезах концентрация углерода приблизительно одинаково низкая (убывает с глубиной с 6.4–3.1 до 1.3–3.1 мг/г). В табл. 1 приведены средние концентрации для двух типов почв.

В разных разрезах черноземов концентрация $C_{общ}$ различается гораздо меньше (112.8–159.0 мг/г в приповерхностном слое гумусового горизонта, 48.0–49.8 мг/г на глубине 40 см и 5.7–7.9 мг/г глубже гумусового горизонта).

В составе экстрагируемого органического вещества дерново-подзолистых почв преобладают ФК, участие которых возрастает с глубиной. Соотношение $C_{ГК}/C_{ФК}$ составляет 0.7–0.8 в верхней части профиля и 0.5–0.6 – в нижней. В индивидуальных разрезах этот показатель, подобно содержанию органического вещества, также заметно различается, составляя 0.5–1.0 в верхней части профиля и 0.3–0.7 – в нижней.

Среди экстрагируемых гумусовых кислот черноземов до глубины 80 см преобладают ГК. Среднее соотношение $C_{ГК}/C_{ФК}$ составляет 1.6–1.9, хотя в индивидуальных разрезах варьирует от 1.3 до 2.2. С глубины 100 см (в подгумусовой части профиля) начинают преобладать ФК, и соотношение $C_{ГК}/C_{ФК}$ уменьшается до 0.7 (0.5–0.9 в индивидуальных разрезах).

Изотопный состав углерода органического вещества почв. Изотопный состав углерода органического вещества в изученных почвах соответствует С3 фотосинтезу. Величина $\delta^{13}C_{общ}$ в верхней части гумусового горизонта составляет от –27.2 до –28.3‰ в дерново-подзолистых почвах и от –26.4 до –26.6‰ в черноземах (рис. 1). Несколько больший показатель для органического вещества черноземов соответствует различию в изотопном составе углерода растений, произрастающих на разных почвах. Так, у растений на дерново-подзолистых почвах величина $\delta^{13}C$ составляет от –28.7 до –29.3‰ в листьях и от –31.1 до –32.7‰ в корнях. Растения же на черноземах характеризуются величиной $\delta^{13}C$ от –27.1 до –27.9‰ в листьях и от –25.9 до –26.8‰ в корнях. Таким образом, подтверждается наследование изотопного состава углерода растений углеродом органического вещества почв и хорошо известная отрицательная взаимосвязь между изотопным составом углерода растений (величиной $\delta^{13}C$) и их водообеспеченностью

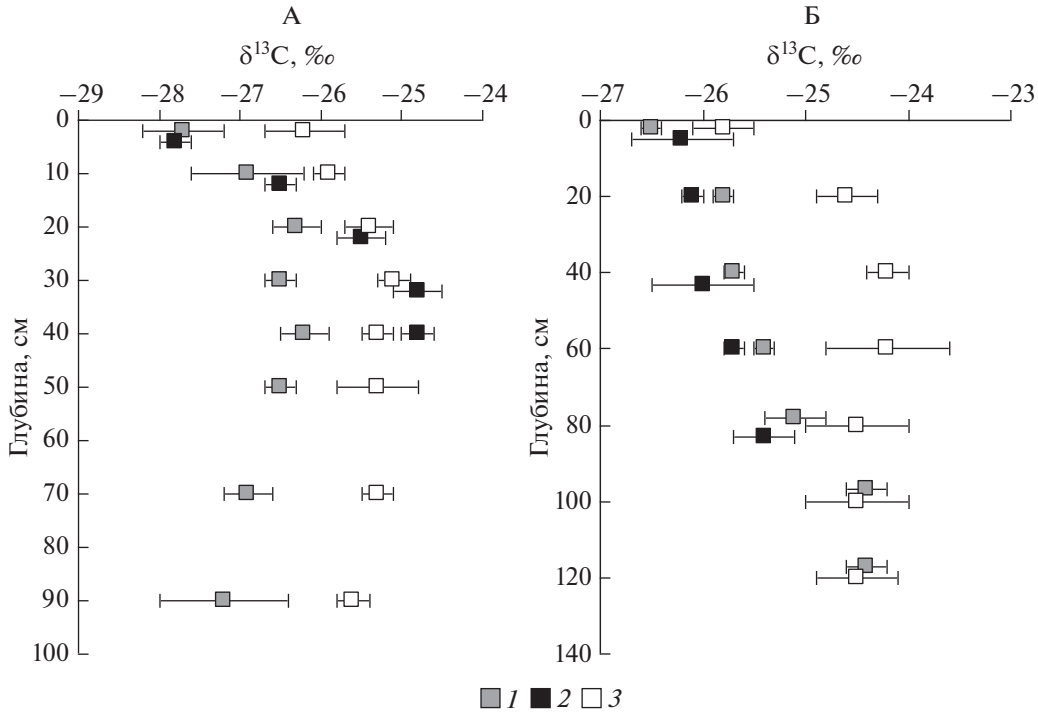

Рис. 1. Изотопный состав углерода разных фракций органического вещества в дерново-подзолистой почве (А) и черноземе (Б), $n = 3$, среднее ± стандартное отклонение: *1* – $C_{общ}$, *2* – $C_{ГК}$, *3* – $C_{ФК}$.

[1, 12, 21, 25, 26, 29]. Очевидно, что меньшая водообеспеченность растений на черноземах контролирует снижение проводимости устьиц и, следовательно, повышенную эффективность фотосинтеза, которая, в свою очередь, ведет к меньшему фракционированию изотопов углерода и большей (менее отрицательной) величине $\delta^{13}C$ в растениях.

С глубиной в почве изотопный состав углерода становится более "тяжелым". В дерново-подзолистых почвах "утяжеление" происходит до глубины 40–50 см ($\delta^{13}C_{общ} \sim -26‰$), а затем величина $\delta^{13}C$ снова уменьшается до величин, характерных для верхней части профиля. В черноземах $\delta^{13}C_{общ}$ увеличивается до глубины 100 см (до ~–24‰) и только глубже стабилизируется.

Изменение $\delta^{13}C_{общ}$ с глубиной в профиле изученных почв, как по направленности (увеличение), так и по величине (1.5–2.0‰) соответствует показанному во многих работах "утяжелению" углерода органического вещества от верхних к нижним горизонтам почвы [4, 14, 15, 22]. Относительно небольшое увеличение $\delta^{13}C_{общ}$, на первый взгляд, может показаться неожиданным, так как в почвенном профиле одновременно могут действовать несколько факторов, способствующих аккумуляции ^{13}C в нижних горизонтах.

Прежде всего, это изотопное фракционирование в процессе трансформации органического вещества, которое представлено относительно "молодыми" компонентами вблизи поверхности и более "старыми", подвергшимися большему селективному отбору устойчивых и минерализации лабильных соединений, в более глубоких горизонтах. Микроорганизмы, разлагающие органическое вещество, преимущественно используют для дыхания легкий изотоп ^{12}C, который теряется из почвы в составе CO_2. В итоге происходит обогащение тяжелым изотопом ^{13}C остаточного органического вещества и биомассы почвенных организмов. В процессе гумификации происходит увеличение доли микробного углерода, обогащенного ^{13}C, в составе органического вещества почв, более выраженное в глубоких горизонтах [2, 14, 20, 28, 31].

Помимо этого, перераспределение в почвенном профиле отдельных групп биохимических соединений и тонких гранулометрических фракций также направлено на "утяжеление" изотопного состава углерода с глубиной. Гидрофильные компоненты, например углеводы, несколько обогащенные изотопом ^{13}C, могут относительно легко мигрировать вниз по профилю с потоками растворенного органического углерода и накапливаться там. Гидрофобные же компоненты, такие как липиды или лигнин, обедненные ^{13}C, избирательно сорбируются в верхней части почвенного профиля [13, 17, 18, 23]. Также в профиле преимущественно мигрируют тонкие коллоиды, углерод органиче-

ского вещества которых в большей степени представлен микробными метаболитами, относительно обогащенными изотопом ^{13}C [7, 19].

Наконец, в поверхностный горизонт почвы может поступать преимущественно опад надземных частей растений, тогда как более глубокие горизонты получают органическое вещество в виде корневого опада. Известно, что $\delta^{13}C$ в корнях на 1–2‰ больше, чем в надземных частях растений [5, 7, 28]. Таким образом, с глубиной влияние "легкого" углерода надземных частей растений может ослабевать, а влияние более "тяжелого" углерода корней усиливаться.

Несмотря на совокупное однонаправленное действие нескольких факторов, обеспечивающих аккумуляцию изотопа ^{13}C с глубиной, селективный отбор разных биохимических компонентов растительного опада в поцессе гумификации, вероятно, оказывается эффективным механизмом сглаживающим профильную дифференциацию величины $\delta^{13}C_{общ}$. Известно, что изотопный состав углерода отличается в разных биохимических соединениях. Так, в наибольшей степени изотопом ^{13}C обогащены углеводы и белки, тогда как величина $\delta^{13}C$ у липидов и лигнина на 3–5‰ меньше [11, 16, 17]. В результате, на продукцию CO_2 преимущественно расходуются быстрее утилизируемые микроорганизмами относительно обогащенные ^{13}C соединения, тогда как медленно трансформируемые компоненты, обедненные тяжелым изотопом углерода, накапливаются в почве в составе органического вещества, что и способствует уменьшению суммарного эффекта от процессов, способствующих аккумуляции ^{13}C в почвенном профиле.

Изотопный состав углерода экстрагируемых гумусовых кислот (ФК и ГК) существенно различается. В дерново-подзолистой почве $\delta^{13}C_{ГК}$ соответствует $\delta^{13}C_{общ}$ в гумусовом горизонте и превышает ее на 1–1.5‰ в более глубоких горизонтах. Таким образом, для ГК характерно наибольшее увеличение $\delta^{13}C$ с глубиной (от ~–28 до ~–25‰). Величина $\delta^{13}C_{ФК}$ на 1–1.5‰ больше, чем $\delta^{13}C_{общ}$ по всему профилю, увеличивается на ~1‰ глубже гумусового горизонта и характеризуется стабильностью во всей подгумусовой части профиля (рис. 1).

В черноземе $\delta^{13}C_{ГК}$ соответствует $\delta^{13}C_{общ}$ во всем профиле. Вплоть до 80 см увеличение $\delta^{13}C_{ГК}$ только в одном разрезе достигает 2‰, тогда как в двух других этот показатель увеличивается не более чем на 1‰. Подобно подзолистой почве, $\delta^{13}C_{ФК}$ в черноземе на 1–1.5‰ больше, чем $\delta^{13}C_{общ}$ (до глубины 60 см) и, увеличиваясь на ~1‰ от поверхности к глубине 20 см, остается стабильной по всему профилю, включая его гумусовую и подгумусовую части.

Таким образом, различия в изотопном составе углерода отдельных гумусовых соединений не являются универсальными. В разных почвах и горизонтах наиболее "тяжелым" оказывается $C_{ГК}$ (нижние горизонты дерново-подзолистой почвы) или $C_{ФК}$ (чернозем и гумусовый горизонт дерново-подзолистой почвы). Ранее указывалось, что $\delta^{13}C_{ФК}$ на 1.2–2.0‰ превышает $\delta^{13}C_{ГК}$, что может быть связано с разным участием углерода индивидуальных биохимических соединений в составе молекул разных групп гумусовых кислот (фульвокислоты в большей степени наследуют гидрофильные компоненты относительно обогащенные изотопом ^{13}C) [6, 24]. Кроме того, различия в изотопном составе $C_{ГК}$ и $C_{ФК}$ в разных условиях почвообразования лишь отчасти соответствуют различию изотопного состава общего углерода органического вещества почвы. Так, величина $\delta^{13}C_{ФК}$ в черноземе характеризуется на ~1‰ большими значениями в сравнении с дерново-подзолистой почвой, но величина $\delta^{13}C_{ГК}$, напротив, больше в нижних горизонтах дерново-подзолистой почвы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление изотопного состава углерода трех изученных пулов органического вещества почв показывает, что углерод экстрагируемого органического вещества характеризуется повышенными значениями $\delta^{13}C$ в сравнении с общим углеродом. В дерново-подзолистой почве наибольшие значения $\delta^{13}C$ отмечены для ГК в нижней части профиля, тогда как в черноземе – для ФК. Утяжеление изотопного состава углерода органического вещества почв с глубиной может быть связано с миграцией по профилю лабильных органических соединений, представленных преимущественно фульвокислотами, и их аккумуляцией в более глубоких горизонтах. Состав гумуса, миграция и относительная аккумуляция геохимически лабильных компонентов органического вещества в профиле могут вносить вклад в формирование изотопного состава органического вещества почвы в разных горизонтах, что следует учитывать, в частности, при интерпретации результатов изотопного анализа погребенных почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 18-00-00819). Изотопный анализ выполнен в ЦКП "Инструментальные методы в экологии" при ИПЭЭ РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *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.
2. *Моргун Е.Г., Ковда И.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А.* Возможности и проблемы использования методов геохимии стабильных изотопов углерода в почвенных исследованиях (обзор литературы) // Почвоведение. 2008. № 3. С. 299–310.
3. *Рысков Я.Г., Величко А.А., Николаев В.И., Олейник С.А., Тимирева С.Н., Нечаев В.П., Панин П.Г., Морозова Т.Д.* Реконструкция палеотемператур и осадков в плейстоцене по изотопному составу гумуса и карбонатов лёссов Русской равнины // Почвоведение. 2008. № 9. С. 1062–1070.
4. *Acton P., Fox J., Campbell E., Rowe H., Wilkinson M.* Carbon isotopes for estimating soil decomposition and physical mixing in well-drained forest soils // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2013. V. 118. P. 1532–1545.
5. *Badeck F.W., Tcherkez G., Nogues S., Piel C., Ghashghaie J.* Post-photosynthetic fractionation of stable carbon isotopes between plant organs – a widespread phenomenon // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2005. V. 19. P. 1381–1391.
6. *Balesdent J., Mariotti A.* Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance // Mass Spectrometry of Soils / Eds. Boutton T.W., Yamasaki S.-I. New York: Marcel Dekker, 1996. P. 83–111.
7. *Bird M., Kracht O., Derrien D., Zhou Y.* The effect of soil texture and roots on the stable carbon isotope composition of soil organic carbon // Australian J. Soil Res. 2003. V. 41. P. 77–94.
8. *Boutton T.W.* Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change // Mass Spectrometry of Soils / Eds.: Boutton T.W., Yamasaki S.-I. New York: Marcel Dekker, 1996. P. 47–82.
9. *Brooks J.R., Flanagan L.B., Varney G.T., Ehleringer J.R.* Vertical gradients in photosynthetic gas exchange characteristics and refixation of respired CO_2 within boreal forest canopies // Tree Physiol. 1997. V. 17. P. 1–12.
10. *Buchmann N., Brooks J.R., Flanagan L.B., Ehleringer J.R.* Carbon isotope discrimination of terrestrial ecosystems // Stable isotopes – Integration of biological, ecological and geochemical processes / Ed. Griffiths H. Oxford: BIOS Scientific Publishers, 1998. P. 203–221.
11. *Deiness P.* The isotopic composition of reduced organic carbon // Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1980. P. 329–406.
12. *Diefendorf A.F., Mueller K.E., Wing S.L., Koch P.L., Freeman K.Y.* Global patterns in leaf ^{13}C discrimination and implications for studies of past and future climate // Proceedings National Academy Sci. 2010. V. 107. P. 5738–5743.
13. *Dümig A., Rumpel C., Dignac M.F., Kögel-Knabner I.* The role of lignin for the $\delta^{13}C$ signature in C-4 grassland and C-3 forest soils // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 57. P. 1–13.
14. *Ehleringer J.R., Buchmann N., Flanagan L.B.* Carbon isotope ratios in belowground carbon cycle processes // Ecolog. Appl. 2000. V. 10. P. 412–422.
15. *Garten C.T., Cooper L.W., Post W.M., Hanson P.J.* Climate controls on forest soil C isotope ratios in the Southern Appalachian Mountains // Ecology. 2000. V. 81. P. 1108–1119.
16. *Hayes J.M.* Fractionation of carbon and hydrogen isotopes in biosynthetic processes // Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 43. P. 225–277.
17. *Hobbie E.A., Werner R.A.* Intramolecular, compound–specific, and bulk carbon isotope patterns in C–3 and C–4 plants: a review and synthesis. New Phytologist. 2004. V. 161. P. 371–385.
18. *Kaiser K., Kalbitz K.* Cycling downwards – dissolved organic matter in soils // Soil Biol. Biochem. 2012. V. 52. P. 29–32.
19. *Kahle M., Kleber M., Torn M.S., Jahn R.* Carbon storage in coarse and fine clay fractions of illitic soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 2003. V. 67. P. 1732–1739.
20. *Lerch T.Z., Nunan N., Dignac M.F., Chenu C., Mariotti A.* Variations in microbial isotopic fractionation during soil organic matter decomposition // Biogeochemistry. 2011. V. 106. P. 5–21.
21. *Marshall J.D., Brooks J.R., Lajtha K.* Sources of variation in the stable isotopic composition of plants // Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science / Eds. Michener R., Lajtha K. Blackwell Publishing, 2007. P. 22–60.
22. *Marty C., Houle D., Garton C.* Effect of the relative abundance of conifers versus hardwoods on soil $\delta^{13}C$ enrichment with soil depth in Eastern Canadian forests // Ecosystems. 2015. V. 18. P. 629–642.
23. *Nakanishi T., Atarashi-Andoh M., Koarashi J., Saito-Kokubu Y., Hirai K.* Carbon isotopes of water-extractable organic carbon in a depth profile of forest soil imply a dynamic relationship with soil carbon // Eur. J. Soil Sci. 2012. V. 63. P. 495–500.
24. *Nissenbaum A., Kaplan I.R.* Chemical and isotopic evidence for in situ origin of marine humic substances // Limnology and Oceanography. 1972. V. 17. P. 570.
25. *Stewart G.R., Turnbull M.H., Schmidt S., Erskine P.D.* ^{13}C natural abundance in plant communities along a rainfall gradient: a biological integrator of water availability // Functional Plant Biol. 1995. V. 22. P. 51–55.
26. *Swap R.J., Aranibar J.N., Dowty P.*R., *Gilhooly W.P., Macko S.A.* Natural abundance of ^{13}C and ^{15}N in C3 and C4 vegetation of southern Africa: patterns and implications // Global Change Biol. 2004. V. 10. P. 350–358.
27. *Tieszen L.L.* Natural variations in the carbon isotope values of plants: Implications for archaeology, ecology, and paleoecology // J. Archaeol. Sci. 1991. V. 18. P. 227–248.
28. *Werth M., Kuzyakov Y.* ^{13}C fractionation at the root–microorganisms–soil interface: a review and outlook

for partitioning studies // Soil Biol. Biochem. 2010. V. 42. P. 1372–1384.

29. *Wu Y., Wang B., Chen D.* Regional-scale patterns of $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$ associated with multiple ecosystem functions along an aridity gradient in grassland ecosystems // Plant and Soil. 2018. V. 432. P. 107–118.
30. *Wynn J.G.* Carbon isotope fractionation during decomposition of organic matter in soils and paleosols: Implications for paleoecological interpretations of paleosols // Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology. 2007. V. 251. P. 437–448.
31. *Wynn J.G., Bird M.I., Wong V.N.L.* Rayleigh distillation and the depth profile of $^{13}C/^{12}C$ ratios of soil organic carbon from soils of disparate texture in Iron Range National Park, Far North Queensland, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 1961–1973.

Carbon Isotope Ratios in Soil Humus Acids in Chernozems and Soddy-Podzolic Soils

M. I. Makarov[1, *], T. I. Malysheva[1], A. A. Goncharov[2], and A. V. Tiunov[2]

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

[2]*Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Moscow, 119071 Russia*

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

Carbon isotope ratios in soil organic matter are often used in paleoecological research for reconstructing climate and plant communities (type of photosynthesis). The difficulties in interpreting isotopic data is related to the integral effect of several factors controlling the $^{13}C/^{12}C$ ratio in plants and soils, namely, environmental conditions, and composition of soil organic matter. Studying of Albic Retisols and Luvic Chernozems showed that the extractable humus fractions are enriched with heavy isotope ^{13}C compared with the total soil organic matter. In Retisols, the increased $\delta^{13}C$ values are typical of humic acids in soil horizons beneath the A horizon and for fulvic acids within the whole profile. In Chernozems, the ^{13}C enriched fraction is recorded only in the carbon of fulvic acids. Thus, changes of the $^{13}C/^{12}C$ ratio in soils, in particular its increase with depth, can be explained by migration of labile humus fractions in the profile and their accumulation in deeper horizons.

Keywords: Retisols, Chernozems, $\delta^{13}C$, humic acids, fulvic acids

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 421–429

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.417.2

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОРГАНО-ГЛИНИСТЫХ КОМПЛЕКСОВ ХРОНОРЯДА ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ МЕТОДАМИ ДИНАМИЧЕСКОГО СВЕТОРАССЕЯНИЯ И СВЕТОРАССЕЯНИЯ С АНАЛИЗОМ ФАЗ

© 2020 г.
З. С. Артемьева[a], *, Н. П. Кириллова[b], Н. Н. Данченко[a], Б. М. Когут[a], Е. Б. Таллер[c]

[a]*Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия*

[b]*МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

[c]*РГАУ–МСХА им. К.А. Тимирязева, ул. Тимирязевская, 49, Москва, 127550 Россия*

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

Поступила в редакцию 17.05.2019 г.
После доработки 03.09.2019 г.
Принята к публикации 27.11.2019 г.

Методы динамического светорассеяния (DLS) и светорассеяния с анализом фаз (PALS) использовали для изучения физико-химических характеристик органо-глинистых комплексов дерново-подзолистых почв лесных участков Центрально-лесного заповедника. Исследование бывших сельскохозяйственных почв хроноряда залежей возрастом от 5–7 до 100 лет показало, что величина среднего диаметра органо-глинистых комплексов несколько снизилась по сравнению с таковой в почве залежи с наименьшим сроком вывода из сельскохозяйственного оборота (5–7 лет), но остается все еще выше, чем в лесных почвах. Статистические модели множественной линейной регрессии были рассчитаны для прогнозирования среднего диаметра частиц. Лучшая модель, где все параметры были значимыми ($r = 0.83$), включала содержание илистых частиц и величину концентрации в них углерода. Постагрогенные дерново-палево-подзолистые почвы залежей исследованного хроноряда демонстрируют близость стабильности коллоидной системы, но в состоянии пептизации, что подтверждается значениями ζ-потенциала и величинами среднего диаметра.

Ключевые слова: лесовосстановление, агрегатная устойчивость, органо-глинистые комплексы, средний диаметр частиц, ζ-потенциал

DOI: 10.31857/S0032180X20040036

ВВЕДЕНИЕ

Одним из природных механизмов защиты органического вещества (**ОВ**) почвы от биодеградации является адсорбция на минералах [23, 24]. Первичный органо-минеральный комплекс – “первичная структура почвы” является результатом ассоциации ОВ с первичными минеральными частицами. Такого рода структурные отдельности можно выделить после полного диспергирования почвы [14]. Взаимодействие ОВ с минеральными частицами – фундаментальный процесс в верхних горизонтах почв. ОВ, стабилизированное илистыми частицами, определяется как ОВ, адсорбированное на поверхности глинистых минералов размером <1 мкм и/или локализованное внутри илистых микроагрегатов размером <1 мкм [12, 37].

Частицы почвы существуют в почвенной матрице в различных размерах, формах и в различной степени агрегирования. Разрушение почвы на более мелкие агрегаты и частицы может быть осуществлено с помощью ультразвукового оборудования. Разрушение агрегатов происходит при наличии механических напряжений, достаточных для преодоления сил сцепления внутри агрегатов [30]. Ультразвуковое диспергирование агрегированных почв обычно проводится с использованием ультразвуковых приборов высокой интенсивности [17, 18, 38]. Важно отметить, что ультразвуковое диспергирование почвы в воде широко применяется для разрушения агрегатов почвы и признается как наиболее мягкий метод разделения минеральных, органических и органо-минеральных частиц – компонентов почвенных микроагрегатов, без опасности разрушения первичных минералов [20, 30, 31].

Число, размер и стабильность почвенных агрегатов изменяются под влиянием как естественных, так и антропогенных факторов [7, 11, 15, 35].

Динамическое рассеяние света (DLS) является одним из современных методов исследования,

которые могут расширить наше понимание коллоидных свойств почвенных частиц различных размеров, а также определить факторы, оказывающие на них наибольшее влияние [8, 21, 25, 28, 29]. Измерение коэффициентов диффузии водной суспензии илистых частиц с помощью DLS включает определение корреляции флуктуаций интенсивности рассеяния, возникающих в результате броуновского движения рассеивателей, полученных при разных временах задержки [19]. Методика позволяет быстро измерять размеры частиц в растворе в нано- и микрометровом диапазоне. Это достигается измерением коэффициента диффузии D, который связан с гидродинамическим диаметром рассеивающей частицы уравнением Стокса–Эйнштейна:

$$D = \frac{k_B T}{3\pi\eta d}, \quad (1)$$

где k_B – постоянная Больцмана ($1.38054 \times \times 10^{-16}$ эрг/град), T – температура, η – вязкость жидкости-разбавителя, в которой движется частица, а d – эквивалентный сферический диаметр. Это уравнение предполагает, что частицы двигаются независимо друг от друга [26].

Дзета-потенциал (ζ) – электрокинетический потенциал, возникающий на границе скольжения фаз (система илистые частицы–вода) при их относительном перемещение в электрическом поле [33]. На величину ζ-потенциала влияют минералогические особенности илистой частицы, ее размер, заряд и состав электролита. Его можно считать индикатором электрических свойств систем глина–вода [32]. Электрокинетический потенциал определяется эффективным зарядом частицы, движущейся в растворе под действием электростатических сил.

Величина ζ-потенциала системы определяет устойчивость дисперсии к агрегированию. В частицах, ζ-потенциал которых выше энергии теплового движения, электростатическое отталкивание предотвратит агрегацию частиц и, следовательно, будет стабилизировать дисперсную систему, препятствуя коагуляции.

Следует отметить, что работ, посвященных исследованию способности почвенных частиц к коагуляции, крайне мало, в первую очередь, в силу высокой степени гетерогенности состава почвы и большой стоимости оборудования. Мало изучена динамика этих свойства в процессе вывода земель из сельскохозяйственного использования, хотя некоторые данные, полученные на хроноряде почв Чешской республики, предполагают, что за несколько десятилетий стабильность почвенных коллоидов постепенно восстанавливается [8]. Следует отметить, что, в основном, изучают либо очищенные глинистые минералы, либо искусственные (модельные) системы [10, 16, 27, 28, 36]. В связи с этим исследование агрегатной устойчивости илистых частиц почв в воде с привлечение современных аналитических методов представляет большой интерес. Проблему гетерогенности почвы мы предлагаем минимизировать путем выделения более гомогенных по свойствам фракций почв, наиболее однородной из которых, несомненно, является илистая фракция почвы [1].

Цель работы: выделить органо-минеральные комплексы дерново-подзолистых почв хроноряда залежей; методами динамического светорассеяния и светорассеяния с анализом фаз охарактеризовать их размер и агрегатную устойчивость, изучить динамику этих параметров в почвах, выбывших из сельскохозяйственного использования и зарастающих естественной зональной растительностью.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования послужили гумусовые горизонты дерново-подзолистых почв (Albic Retisols (Loamic, Cutanic, Differentic, Ochric) (WRB 2014)) хроноряда залежных участков, включающих основные стадии развития вторичной сукцессии: от зарастания травянистой растительностью до зональных ельников особо охраняемой природной территории Центрально-лесного государственного природного биосферного заповедника (ООПТ ЦЛГПБЗ). Все залежные участки расположены на сопоставимых дерново-палево-подзолистых легкосуглинистых почвах, подстилаемых моренным суглинком в пределах 300-метровой трансекты и в сопоставимых геоморфологических и литологических условиях (диагностируются по цвету и плотности сложения почв). Представлены залежные участки: 1 – свежая залежь с луговым разнотравьем (5–7 лет); 2 – залежь, заросшая березняком с включением подроста осины (*Betula pendula* + + *Pópulus trémula*) возрастом 10–15 лет; 3 – залежь, заросшая березняком (*Betula pendula*) возрастом 20–25 лет; 4 – березняк с примесью осины (*Betula pendula* + *Pópulus trémula*) возрастом 50–60 лет; 5 – ельник чернично-разнотравный (*Picea abies–Vaccinium myrtillus–Hylocomium splendns* + *Pleurozium schreberi*) возрастом старше 100–120 лет; ельник чернично-кисличный (*Picea abies–Vaccinium myrtillus* + *Oxalis acetosella*) возрастом старше 100–120 лет; ельник кислично-щитовниковый (*Picea abies–Oxalis acetosella* + *Dryopteris dilatata*) возрастом старше 100–120 лет.

Заповедник расположен в Тверской области, в верховьях р. Межи к северу от г. Нелидово, 54°54.17″ N, 37°33.45″ E.

Центрально-лесной государственный природный биосферный заповедник служит эталоном южно-таежных лесов в центральной части европейской России. Это область умеренно-конти-

нентального климата. Среднегодовая температура воздуха составляет +3.6°С. Среднегодовая сумма осадков составляет 700 мм, испарение 1120 мм. Среднее значение гидротермического коэффициента Селянинова – 1.6. Почва – дерново-палево-подзолистая легкосуглинистая на двучленных отложениях.

Основные свойства почв. Содержание углерода (TC) и азота (TN) в водных суспензиях илистых частиц определяли методом каталитического сжигания на анализаторе TOC Analyzer (Shimadzu, Japan). pH водной вытяжки определяли в соответствие с ГОСТом 26483-85, pH солевой вытяжки по методу ЦИНАО (ГОСТ 26483) в 1 н. KCl.

Илистые частицы (органо-глинистые комплексы). Органо-глинистые комплексы выделяли после предварительного удаления из образцов почвы свободного ОВ, локализованного в межагрегатном пространстве почвы. Свободное ОВ выделяли с помощью бромоформ-этанольной жидкости (БЭС) (ρ = 1.8 г/см^3). После удаления свободного ОВ, остаток почвы отмывали от следов БЭС с помощью спирта и высушивали (60°С). Агрегаты почвы разрушали с помощью ультразвукового оборудования. Для физического диспергирования использовали ультразвуковой диспергатор зондового типа (LUZD-0.5K-02-00000 PS (Criamid, Russia)). Озвучивание (69.7 Дж мл$^{-1}$) образца почвы (10 г + + 50 мл деионизированной воды) проводили в течение 1 мин с последующим центрифугированием и повторяли 15 раз. Водную суспензию илистых частиц (<1 мкм) собирали и высушивали (60°С) [6, 34].

Повторяющаяся процедура последовательного озвучивания и выделения илистых частиц с применением обработки ультразвуком низкой интенсивности водной суспензии почвы позволяет, во-первых, разрушать микроагрегаты постепенно, по мере повышения интенсивности озвучивания, во-вторых, удаление каждой свежей порции илистых частиц из исходного образца почвенной суспензии позволяет не подвергать уже выделившиеся илистые частицы чрезмерному воздействию кавитации.

Динамическое светорассеивание с анализом фаз (PALS). Электрокинетический потенциал (ζ-потенциал) водных суспензий илистых частиц, выделенных после ультразвукового озвучивания (разведение 1 : 20) определяли методом динамического светорассеивания с анализом фаз (PALS) на приборе NanoBrook Omni (Brookhaven Instruments Corporation, США). Для каждого образца илистых частиц выполняли три серии по пять последовательных измерений и рассчитывали среднее значение электрокинетического потенциала.

Величину ζ-потенциала рассчитывали с помощью компьютерного программного обеспечения прибора на основе уравнения Гельмгольца–Смолуховского:

$$\mu_E = \frac{2\varepsilon\xi}{3\eta}, \quad (2)$$

где ζ – электрокинетический потенциал, μ_E – электрофоретическая подвижность, ε – диэлектрическая постоянная, η – динамическая вязкость дисперсионной среды.

Динамическое светорассеивание (DLS). Средний диаметр илистых частиц исследовали методом динамического светорассеивания (DLS) в их водных суспензиях (разведение 1 : 20) на анализаторе NanoBrook Omni (Brookhaven Instruments Corporation, USA). Для каждого образца илистых частиц выполняли три серии по пять последовательных измерений и далее рассчитывали величину среднего диаметра.

Статистический анализ. Статистическую обработку данных проводили с использованием пакета Microsoft Excel 2010 (Microsoft Corporation, Redmond, WA, USA) и OriginPro 8 (OriginLab Corporation, Northampton, MA, USA). Выбранный уровень значимости $P < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общие свойства почв. В целом изучаемые почвы по величине потенциальной кислотности (pH_{KCl}) можно отнести к очень кислым. Анализ профильного распределения потенциальной кислотности различных стадий сукцессии показывает, что она имеет дифференциацию вниз по профилю, характерную для данного подтипа почвы, причем по мере увеличения возраста залежи, дифференциация в распределении кислотности по почвенному профилю становится более выраженной (табл. 1). Выявлено отсутствие заметного изменения величины pH_{KCl} (горизонт A1) с увеличением возраста залежи. Следует отметить, что ельники разного видового состава характеризуются наиболее высокими величинами pH, максимум отмечен для ельника чернично-разнотравного.

При анализе уровня накопления $C_{общ}$ все генетические горизонты были объединены в три группы: верхние (представлены гор. A1), нижележащие (представлены либо гор. A1', либо гор. A1A2, соответственно, A1'/A1A2) и нижние (представлены либо гор. A1A2, либо гор. A2, соответственно, A1A2/ A2). На рис. 1 прослеживается тенденция к росту накопления углерода в почве с увеличением возраста ценоза, причем угол наклона для верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта больше по сравнению с нижележащим (коэффициент детерминации (R^2): 0.65 vs. 0.89 соответственно), а для нижнего горизонта это влияние практически не значимо (R^2 = 0.21).

Таблица 1. Некоторые химические и физические свойства исследованных почв

Ценоз	Возраст, лет	Горизонт	Глубина, см	pH		$C_{общ}$	$N_{общ}$	C/N
				H_2O	KCl	%		
Залежь	5–7	A1	3–12	4.80	3.73	1.86	0.16	11.6
		A1A2	12–29	4.91	3.80	1.09	0.10	10.9
		A2	29–35	5.00	3.92	0.75	0.06	12.5
	10–15	A1	3–15	4.50	3.71	1.43	0.10	14.3
		A1A2	15–28	4.62	3.78	1.12	0.09	12.4
		A2	28–43	4.71	3.86	0.46	0.04	11.5
	20–25	A1	4–20	4.79	3.66	1.20	0.10	12.0
		A1A2	20–26	4.91	3.80	1.25	0.11	11.4
		A2	26–40	4.83	3.92	0.57	0.05	11.4
	50–60	A1	3–16	4.70	3.70	1.90	0.14	13.6
		A1A2	16–30	4.79	3.81	1.29	0.10	12.9
		A2	30–44	4.90	3.95	0.64	0.06	10.7
ЕЧР	100–120	A1	4–10	5.40	4.07	3.57	0.20	17.8
		A1'	10–16	4.80	3.64	1.74	0.12	14.5
		A1A2	16–26	5.20	4.11	1.13	0.08	14.1
ЕЧК		A1	4–10	5.20	3.95	4.76	0.29	16.4
		A1A2	10–20	4.80	3.75	0.85	0.07	12.1
		A2	20–30	4.90	3.95	0.31	0.03	10.3
ЕКЩ		A1	3–7	4.93	3.71	5.81	0.36	16.1
		A1'	7–17	5.00	3.63	2.73	0.38	7.2
		A1A2	17–32	5.17	3.93	0.92	0.07	13.1

Примечание. Здесь и далее: ЕЧР – ельник чернично-разнотравный; ЕЧК – ельник чернично-кисличный; ЕКЩ – ельник кислично-щитовниковый.

Средние величины $C_{общ}$ (горизонт A1) для ельников разного видового состава более, чем в 2.9 раза больше по сравнению с таковыми для почв рассмотренного хроноряда залежных участков. Полученные аналитические данные согласуются с литературными данными об увеличении $C_{общ}$ при зарастании текстурно-дифференцированных почв, в том числе дерново-подзолистых, выведенных из сельскохозяйственного использования [2–5, 8, 9, 13, 22].

Характеристика органо-глинистых комплексов. Величина концентрации C ($C_{Ил}$) в рассматриваемом хроноряду снижалась по мере увеличения содержания илистых частиц и возраста почв (табл. 2). Это согласуется с ранее полученными данными [1, 4, 8, 9].

Прослеживается тенденция к увеличению содержание ила в верхних двух горизонтах с увеличением возраста залежи. Это обусловлено отсутствием регулярной вспашки почв после их вывода из активного сельскохозяйственного использования. В результате верхние горизонты уплотняются, и в их состав включается почвенная масса нижележащего горизонта с бóльшим количеством ила, что отражается в увеличении количества илистой фракции в них и, соответственно, в увеличении плотности почвы [8, 9].

ζ-потенциал. Величины ζ-потенциала илистых частиц в исследуемом диапазоне pH были отрицательными и не зависели от pH ($R^2 < 0.1$). Электрокинетический потенциал коллоидных систем в гумусоаккумулятивном горизонте почв залежей исследованного хроноряда варьировал от –25.73 до –13.70 мВ и имел тенденцию к возрастанию по мере увеличения возраста залежи. Следует отметить, что ельники разного видового состава характеризовались более высокими величинами ζ-потенциала по сравнению с почвами залежей. Исключение отмечено лишь для ельника кислично-щитовникового. Максимальная наблюдаемая величина ζ-потенциала зафиксирована для ельника чернично-кисличного (–10.15 мВ).

Это указывает на то, что в верхних горизонтах почв, выведенных из сельскохозяйственного использования и зарастающих естественной лесной растительностью, может наблюдаться восстановление электрокинетических особен-

ностей коллоидной системы данного типа почв. Восстановление выражается в увеличении их пептизационных свойств, на что указывает увеличение значений ζ-потенциала с увеличением возраста лесного ценоза.

Полученные аналитические данные согласуются с литературными [8]. Ранее показано, что облесение бывших сельскохозяйственных угодий ведет к менее отрицательным значениям ζ-потенциала органо-глинистых комплексов по сравнению с пахотным аналогами [8].

Таким образом, величина ζ-потенциала растет по мере увеличения возраста облесения, достигая максимальных значений в почвах ельников разного видового состава. Наименьшие значения ζ-потенциала, отмеченные в наиболее молодых по возрасту залежах, на наш взгляд, обусловлены пролонгированным последействием положительного влияния их сельскохозяйственного прошлого. Ранее выявлено, что интенсивная обработка почвы снижает стабильность коллоидной системы, которая может быть восстановлена при дальнейшем облесении [8].

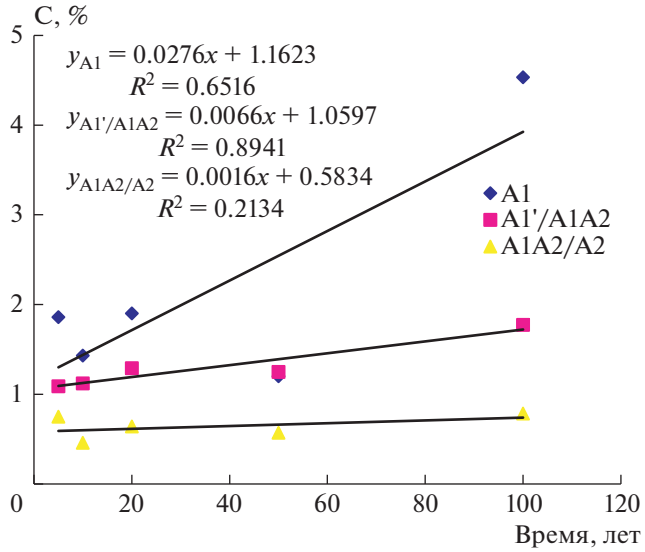

Рис. 1. Зависимость уровня накопления углерода в почве от возраста ценоза (расшифровка названий горизонтов в табл. 1), $P < 0.05$.

Средний диаметр органо-глинистых комплексов. Величина среднего диаметр органо-глинистых комплексов в водных суспензиях в верхних двух горизонтах исследованных почв варьировала между 358 и 603 нм. В самых нижних горизонтах (A1A2/A2) средний диаметр меньше: от 292 до 457 нм. Исключение отмечено лишь для ельника чернично-разнотравного, где минимальная величина среднего диаметр зафиксирована для горизонта A1' (283 нм). Величина среднего диаметр, во

Таблица 2. Характеристика илистых частиц в почвах исследованного хроноряда

Ценоз, возраст	Глубина, см	pH	<1 мкм		Диаметр, D	Полидисперсность, Poly	ζ-потенциал
			масса, %	$C_{ил}$, % во фракции	нм		мВ
Залежь	3–12	5.71	2.58 ± 0.26	12.36 ± 0.12	599.29 ± 15.00	0.30	−23.05 ± 2.09
5–7 лет	12–29	5.49	3.41± 0.18	12.54 ± 0.10	591.36 ± 12.00	0.31	−20.02 ± 0.96
	29–35	5.34	3.18 ± 0.16	10.14 ± 0.08	292.45 ± 11.00	0.17	−19.14 ± 1.30
Залежь	3–15	5.72	3.78 ± 0.15	10.09 ± 0.42	470.73 ± 3.00	0.21	−25.73 ± 0.82
10–15 лет	15–28	5.68	4.32 ± 0.31	12.15 ± 0.10	547.66 ± 6.00	0.32	−20.98 ± 0.72
	28–43	5.51	2.90 ± 0.16	9.56 ± 0.14	457.38 ± 9.00	0.26	−27.58 ± 0.52
Залежь	4–20	5.68	7.52 ± 0.22	6.62 ± 0.08	430.05 ± 17.00	0.22	−13.70 ± 1.61
20–25 лет	20–26	5.49	8.23 ± 0.19	8.60 ± 0.11	492.08 ± 6.00	0.29	−19.36 ± 1.53
	26–40	5.58	6.35 ± 0.11	6.11 ± 0.12	383.71 ± 8.00	0.25	−22.92 ± 0.70
Залежь	3–16	5.65	3.69 ± 0.27	10.88 ± 0.07	474.97 ± 4.00	0.26	−18.62 ± 0.77
50–60 лет	16–30	5.69	5.33 ± 0.11	10.91 ± 0.46	602.68 ± 14.00	0.30	−14.21 ± 2.10
	30–44	5.67	5.27 ± 0.14	7.31 ± 0.07	367.82 ± 5.00	0.22	−14.00 ± 5.05
Лес	4–10	5.54	7.99 ± 0.11	10.88 ± 0.24	452.75 ± 5.00	0.23	−12.51 ± 1.43
100–120 лет,	10–16	5.84	10.00 ± 0.32	10.71 ± 0.34	283.36 ± 12.00	0.04	−17.67 ± 1.72
ЕЧР	16–26	5.58	5.54 ± 0.29	12.21 ± 0.41	401.96 ± 2.00	0.21	−21.10 ± 1.18
Лес	4–10	5.64	7.39 ± 0.17	10.11 ± 0.11	411.39 ± 6.00	0.19	−10.15 ± 2.94
100–120 лет,	10–20	5.76	5.71 ± 0.22	7.28 ± 0.24	358.07 ± 11.00	0.14	−16.61 ± 1.24
ЕЧК	20–30	5.74	1.92 ± 0.13	7.88 ± 0.39	313.93 ± 7.00	0.28	−13.38 ± 0.87
Лес	3–7	5.68	5.97 ± 0.23	17.69 ± 0.02	527.91 ± 11.00	0.19	−23.20 ± 0.79
100–120 лет,	7–17	6.05	6.12 ± 0.19	13.91 ± 0.04	509.75 ± 12.00	0.25	−20.25 ± 0.66
ЕКЩ	17–32	5.94	5.49 ± 0.14	9.34 ± 0.12	420.61 ± 1.00	0.22	−15.96 ± 1.31

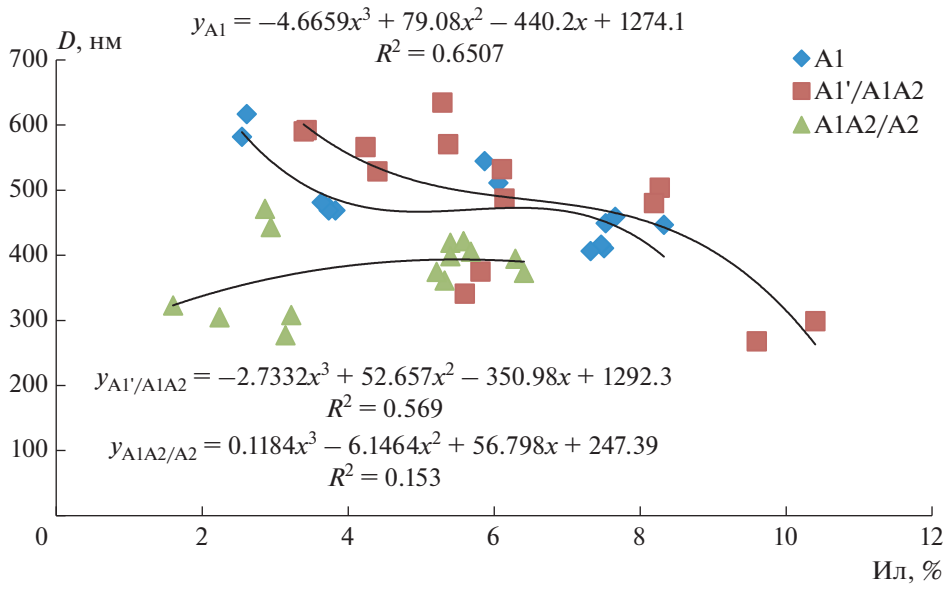

Рис. 2. Зависимость величины среднего диаметра от количества ила ($P < 0.05$).

многом, обусловлена концентрацией углерода, стабилизированного илистыми частицами. Это согласуется с ранее полученными данными, свидетельствующими об образовании более крупных ультрамикроагрегатов илистых частиц по мере увеличения в них концентрации углерода [8].

Облесение бывших сельскохозяйственных почв по мере увеличения сроков залежи способствует уменьшению величины среднего диаметра органо-глинистых комплексов в верхних горизонтах, образуя ряд: ельник чернично-кисличный (411.39 нм) < < залежь 50–60 лет (474.97 нм) < ельник чернично-разнотравный (452.75 нм) < залежь 10–15 лет (470.73 нм) < залежь 5–7 лет (599.29 нм).

Залежь 20–25 лет и ельник кислично-щитовниковый не укладываются в этот ряд, что может быть обусловлено другими свойствами почв, которые не исследованы в данном эксперименте, например, существенными отличиями в гранулометрическом составе.

Выявлена полиномиальная зависимость между величиной среднего диаметра илистых частиц (D) и количеством илистых частиц (ил). Коэффициент детерминации (R^2) в верхних горизонтах (A1 (R^2 = 0.65) > A1'/A1A2 (R^2 = 0.57)) существенно больше по сравнению с нижележащим (A1A2/A2 (R^2 = 0.15)) (рис. 2). Таким образом, для верхних горизонтов почв исследованного хроноряда по мере увеличения количества илистых частиц наблюдается уменьшение величины их среднего диаметра.

Учитывая важность органо-глинистых комплексов в агрегировании почвенной массы, были рассчитаны статистические модели множественной линейной регрессии для прогнозирования величины среднего диаметра илистых частиц. В качестве параметров модели использовали содержание илистых частиц ($C_{ил}$), величину концентрации углерода в илистых частицах ($C_{ил}$), ζ-потенциал, полидиперсность (Poly) и pH суспензии органо-глинистых комплексов (табл. 3).

Таблица 3. Зависимость среднего диаметра илистых частиц (y) от содержания илистой фракции (ил), концентрации углерода в илистых частицах ($C_{ил}$), ζ-потенциала, полидиперсности (Poly) и pH суспензии органо-глинистых комплексов. Коэффициенты множественной статистической модели линейной регрессии $y = A_0 + A_1x_1 + A_2x_2 + A_3x_3 + A_4x_4 + A_5x_5$, $P < 0.05$. Для расчетов использовали общий массив данных, полученный по всем горизонтам, $n = 42$

x	A	Значение	Стандартная ошибка	t-критерий	Prob > |t|
	A_0	–379.58	306.33	–1.24	0.22
x_1 (ил)	A_1	11.87	4.67	2.54	0.01
x_2 ($C_{ил}$)	A_2	15.99	3.17	5.05	0.00
x_3 (pH)	A_3	50.66	52.61	0.96	0.34
x_4 (Poly)	A_4	1182.10	143.79	8.22	0.00
x_5 (ζ)	A_5	–1.99	1.83	–1.08	0.29

Таблица 4. Зависимость среднего диаметра илистых частиц (y) в образцах (n = 14) верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта от содержания илистой фракции (ил) и концентрации углерода в илистых частицах ($C_{ил}$), коэффициенты множественной статистической модели линейной регрессии $y = A_0 + A_1x_1 + A_2x_2$, $P < 0.05$

x	A	Значение	Стандартная ошибка	t-критерий	Prob > |t|
	A_0	480.58	53.67	8.95	2.20E–06
x_2 (ил)	A_1	–17.78	5.17	–3.44	0.01
x_3 ($C_{ил}$)	A_2	8.84	3.40	2.60	0.02

На начальном этапе для моделей, описывающих диаметр частиц размером <1 мкм, использовали все параметры для всего массива данных. Оказалось, что, несмотря на удовлетворительный результат (R^2_{adj} = 0.72), лишь три параметра из пяти были значимы.

Полагая, что диаметр органо-глинистых комплексов в верхнем гумусово-аккумулятивном горизонте должен отличаться от такового нижележащих горизонтов, посчитали целесообразным рассмотреть его отдельно. Оказалось, что такое разделение всего массива данных имеет смысл – несмотря на более низкий коэффициент детерминации (R^2_{adj} = 0.63, n = 14, RMSE = 38.34 нм (P < 0.05)), при меньшей величине ошибки, все параметры модели (масса и концентрация углерода илистой фракции) были значимы (табл. 4, рис. 3).

Это согласуется с отмеченной тенденцией увеличения содержания ила за счет уплотнения верхних горизонтов и включения в их состав почвенной массы нижележащих горизонтов, илистые частицы которых характеризуются меньшим размером.

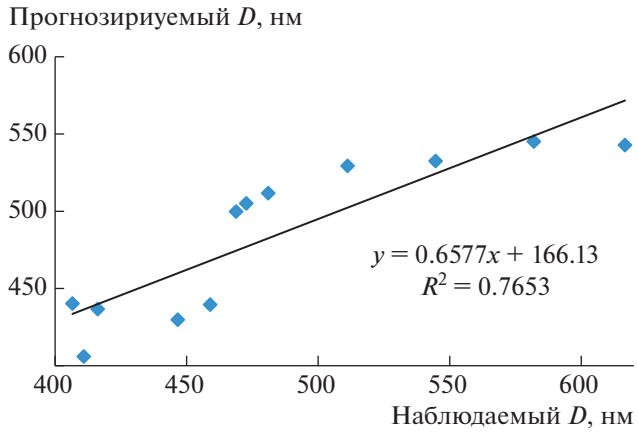

Рис. 3. Прогнозирование величины D с использованием множественной статистической модели линейной регрессии ($D = f$(ил, $C_{ил}$), n = 14, R^2_{adj} = 0.77, P < 0.05).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Органо-минеральные комплексы дерново-палево-подзолистых легкосуглинистых почв исследованного хроноряда залежей выделены и исследованы с использованием динамического светорассеяния (DLS) и светорассеяния с анализом фаз (PALS).

Наблюдалась тенденция к снижению величины концентрации углерода в органо-минеральных комплексах с увеличением содержания илистых частиц.

Постагрогенные дерново-палево-подзолистые почвы залежей исследованного хроноряда демонстрируют близкие показатели стабильности коллоидной системы. Увеличение значений ζ-потенциала и уменьшение величины среднего диаметра по мере увеличения возраста залежных почв относительно залежи наименьшего рассматриваемого возраста (5–7 лет) и, соответственно, наиболее приближенной к пахотным почвам, свидетельствуют об увеличении степени пептизации их коллоидных систем и стремлении их к таковым лесных почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Президиума РАН (грант на проведение фундаментальных исследований в 2018–2020 гг. “Функции и свойства почв и почвенного покрова”) с привлечением оборудования Центра коллективного пользования Почвенного института им. В.В. Докучаева.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
2. *Артемьева З.С., Рыжова И.М., Силева Т.М., Ерохова А.А.* Стабилизация органического углерода в микроагрегатах дерново-подзолистых почв в зависимости от характера землепользования // Вестник Моск. ун-та. Сер. Почвоведение. 2013. № 3. С. 19–26.

3. *Артемьева З.С., Рыжова И.М., Силева Т.М., Подвезенная М.А.* Состав компонентов микроструктуры гумусовых и пахотных горизонтов дерново-подзолистых почв // Почвоведение. 2014. № 2. С. 184–192.

4. *Артемьева З.С.* Некоторые особенности динамики качественного состава органического вещества дерново-подзолистых почв в период зарастания пашни лесом // Проблемы региональной экологии. 2017. № 2. С. 54–59.

5. *Баранова О.Ю.* Антропогенные изменения дерново-подзолистых почв и их эволюция при лесовозобновлении. Дис. ... канд. биол. наук. М., 1987. 122 с.

6. *Шаймухаметов М.Ш., Воронина К.А.* Методика фракционирования органо-глинистых комплексов почв с помощью лабораторных центрифуг // Почвоведение. 1972. № 8. С. 134–138.

7. *Angers D.A., Carter M.R.* Structure and organic matter storage in agricultural soils. Advances in Soil Science. Boca Raton: Lewis/CRC Press, 1996. P. 193–211.

8. *Artemyeva Z., Zigova A., Kirillova N., Šťastný M., Kirillova N., Holubík O., Podrázský V.* Evaluation of aggregate stability of Haplic Stagnosols using dynamic light scattering, phase analysis light scattering and color coordinates // Archives of Agronomy and Soil Science. 2017. V. 63. № 13. P. 1838–1851. http://dx.doi.org/10.1080/03650340.2017.1311012

9. *Artemyeva Z.S., Žigová A., Kirillova N.P., Šťastný M.* Dynamics of organic matter in soils following a change in landuse on Permo-Carboniferous rocks in the Cesky Brod area (Czech Republic) // Acta Geodynamica et Geomaterialia 2018. V. 15. № 4. P. 339–348. https://doi.org/10.13168/agg.2018.0025

10. *Au Pek-Ing, Leong Yee-Kwong.* Rheological and zeta potential behaviour of kaolin and bentonitecomposite slurries // Colloids and Surfaces A: Physicochem. Eng. Aspects. 2013. V. 436. P. 530–541.

11. *Carter M.R.* Influence of reduced tillage systems on organic matter, microbial biomass, macro-aggregate distribution and structural stability of the surface soil in a humid climate // Soil Tillage Res. 1992. V. 23. P. 361–372.

12. *Chenu C., Plante A.F.* Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the "organo-mineral complex" // Eur. J. Soil Sci. 2006. V. 57. P. 596–607.

13. *Christensen B.T.* Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates // Adv. Soil Sci. 1992. V. 20. P. 1–90.

14. *Christensen B.T.* Carbon in primary and secondary organo-mineral complexes // Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils / Eds. Carter M.R., Stewart B.A. Florida: CRC Press, Boca Raton, 1996. P. 97–165.

15. *Daraghmeh O.A., Jensen J.R., Petersen C.T.* Soil structure stability under conventional and reduced tillage in a sandy loam // Geoderma. 2009. V. 150. P. 64–71.

16. *de Morais W.A., da Silva G.C., Caroni A.L.P.F., Dantas Neto A.A., Dantas T.N.C., Fonseca J.L.C.* Dynamic and static radiation scattering in a microemulsion as a function of dispersed phase concentration // Colloids and Surfaces A: Physicochem. Eng. Aspects. 2015. V. 465. P. 147–152.

17. *Edwards A.P., Bremner J.M.* Dispersion of soil particles by sonic vibrations // J. Soil Sci. 1967. V. 18. P. 47–63.

18. *Field D.J., Minasny B., Gaggin M.* Modelling aggregate liberation and dispersion of three soil types exposed to ultrasonic agitation // Aust. J. Soil Res. 2006. V. 44. P. 497–502.

19. *Ford N.C.* Dynamic light scattering – applications of photon correlation spectroscopy. New York: Plenum Press, 1985. P. 7–58.

20. *Kaiser M., Asefaw Berhe A.* How does sonication affect the mineral and organic constituents of soil aggregates? A review // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2014. V. 177. № 4. P. 479–495.

21. *Kretzschmar R., Holthoff H., Sticher H.* Influence of pH and humic acid on coagulation kinetics of kaolinite: a dynamic light scattering study // J. Colloid Interface Sci. 1998. V. 202. P. 95–103.

22. *Leifeld J., Kogel-Knabner I.* Soil organic matter fractions as early indicators for carbon stock changes under different land-use // Geoderma. 2005. V. 124. № 1–2. P. 143–155.

23. *Mayer L.M.* Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 1271–1284.

24. *Mayer L.M., Xing B.* Organic Matter-Surface Area Relationships in Acid Soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 2001. V. 65. P. 250–258.

25. *Mori Y., Togashi K., Nakamura K.* Colloidal properties of synthetic hectorite clay dispersion measured by dynamic light scattering and small angle X-ray scattering // Adv. Powder Technol. 2001. V. 12. P. 45–59.

26. NanoBrook. 2014. Version 1.0. Holtsville: Brookhaven Instruments Corporation; [cited 2019 April 16]. Available from: https://www.bic.com/nanobrook-90pluspals

27. *Nguyen M.N., Dultz S., Tran T.T.T., Bui A.T. K.* Effect of anions on dispersion of a kaolinitic soil clay: A combined study of dynamic light scattering and test tube experiments // Geoderma. 2013. V. 209–210. P. 209–213.

28. *Palmer N.E., von Wandruszka R.* Dynamic light scattering measurements of particle size development in aqueous humic materials // Fresenius J. Anal. Chem. 2001. V. 371. P. 951–954.

29. *Pinheiro J.P., Mota A.M., d'Oliveira J.M.R., Martinho J.M.G.* Dynamic properties of humic matter by dynamic light scattering and voltammetry // Anal. Chim. Acta. 1996. V. 329. P. 15–24.

30. *Raine S.R.* Towards a fundamental understanding of soil aggregate breakdown under applied mechanical energies // Proceedings of the Int. Conference on Engineering in Agriculture. Perth: The University of Western Australia, 1998

31. *Schmidt M.W.I., Rumpel C., Kögel-Knabner I.* Evaluation of an ultrasonic dispersion procedure to isolate primary organomineral complexes from soils // Eur. J. Soil Sci. 1999. 50. № 1. P. 87–94.

32. *Shang J.Q.* Zeta potential and electroosmotic permeability of clay soils // Can. Geotech. J. 1997. V. 34. P. 627–631.

33. *Sparks D.L.* Soil physical chemistry. Boca Raton: CRC Press, 1986.

34. *Tang Z., Wu L., Luo Y., Christie P.* Size fractionation and characterization of nanocolloidal particles in soils // Environ Geochem Health. 2009. V. 31. P. 1–10.

35. *Tisdall J.M., Oades J.M.* Organic matter and water-stable aggregates in soils // J. Soil Sci. 1982. V. 33. P. 141–163.

36. *Vane L.M., Zang G.M.* Effect of aqueous phase properties on clay particle zeta potential and electro-osmotic permeability: Implications for electro-kinetic soil remediation processes // J. Hazardous Materials. 1997. V. 55 P. 1–22.

37. *Wattel-Koekkoek E. J.W., van Genuchten P.P.L., Buurman P., van Lagen B.* Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kolinitic and smectitic soil // Geoderma. 2001. V. 99. P. 27–49.

38. World Reference Base for Soil Resources. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. IUSS Working Group. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome, 2014.

39. *Zhu Z.L., Minasny B., Field D.J.* Measurement of aggregate bond energy using ultrasonic dispersion // Eur. J. Soil Sci. 2009. V. 60. P. 695–70.

Physical and Chemical Characteristics of Organo-Clay Complexes in Soddy-Podzolic Soils Chronosequence Studied by Dynamic Light Scattering and Phase Analysis Light Scattering

Z. S. Artemyeva[1, *], N. P. Kirillova[2], N. N. Danchenko[1], B. M. Kogut[1], and E. B. Taller[3]

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

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

[3]*Russian State Agrarian University – Moscow Timiryazev Agricultural Academy, Moscow, 127550 Russia*

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

Dynamic light scattering (DLS) and phase analysis light scattering (PALS) have been used to study physical and chemical characteristics of organo-clay complexes of soddy-podzolic soils (Albic Retisols (Loamic, Cutanic, Differentic, Ochric)) of forest sites in the Central Forest Reserve. Investigations of the chronosequence of abandoned agricultural soils afforested for 100 years, have shown that the average diameter of organo-clay complexes decreased slightly as compared to that in site with minimum duration of afforestation (5–7 years), but remains still higher than in forest soils. Multiple linear regression statistical models were developed to predict the average diameter of the particles. The best model ($r = 0.83$), where all parameters were significant ($P < 0.05$), included the content of clay particles and carbon concentration in them. The chronosequence of post-agrogenic soddy-podzolic soils demonstrated the proximity to the colloidal system stability, but in a peptization state, as evidenced by the values of ζ-potential and the average diameter of clay particles.

Keywords: afforestation, aggregate stability, organo-clay complexes, average diameter of clay particles, ζ-potential

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 430–443

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.417.2

ВЗАИМОСВЯЗЬ РАЗМЕРА АГРЕГАТОВ, СОДЕРЖАНИЯ ДИСПЕРСНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И РАЗЛОЖЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОСТАТКОВ В ПОЧВЕ

© 2020 г. В. М. Семенов[a], *, Т. Н. Лебедева[a], Н. Б. Паутова[a], Д. П. Хромычкина[a], И. В. Ковалев[b], Н. О. Ковалева[b]

[a] *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, ул. Институтская, 2, Пущино Московской области, 142290 Россия*

[b] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

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

Поступила в редакцию 15.05.2019 г.
После доработки 12.08.2019 г.
Принята к публикации 27.10.2019 г.

Исследовали распределение общего ($C_{орг}$), дисперсного органического вещества (C_{POM}) и потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) в мега- (10–5, 5–2 мм), макро- (2–0.25 мм) и микроагрегатах (<0.25 мм), выделенных сухим просеиванием серой и агросерой почв (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic)) разного землепользования. Наибольшее количество $C_{орг}$ в почве под лесом и лугом было в мегаагрегатах размером 5–2 мм (43 и 37% от целого образца почвы), а в пахотной почве – в макроагрегатах (45%). В необрабатываемой почве дисперсное органическое вещество (POM) аккумулировалось преимущественно в мегаагрегатах (65–72% от C_{POM} в целом образце), а в пахотной почве распределялось в равной мере в мегаагрегатах и макроагрегатах (46–45%). Тонкая (0.25–0.05 мм) субфракция C_{POM} в необрабатываемой и пахотной почве содержала соответственно в 1.3 и 2.3 раза больше углерода, чем грубая (2–0.25 мм) субфракция C_{POM}. Содержание C_0 в агрегатах коррелировало с C_{POM} и с $C_{орг}$. Разложение растительных остатков с широким отношением C : N в почве увеличивалось по мере уменьшения размера агрегатов. Размер агрегатов не влиял на разложение растительных остатков с узким отношением C : N. Влияние размера агрегатов на скорость разложения проявлялось преимущественно на ранней стадии трансформации растительных остатков.

Ключевые слова: органический углерод, дисперсное органическое вещество, потенциально-минерализуемый пул, минерализация, физическое фракционирование

DOI: 10.31857/S0032180X20040139

ВВЕДЕНИЕ

Почва представляет собой гетерогенную, динамичную и биологически активную агломерацию с трехмерной “архитектурой”, которая создается совокупностью агрегатов, пронизанных системой пор [21, 33, 41, 44, 48, 49]. Агрегатами называют природные органо-минеральные образования, формирующиеся в результате группирования и взаимодействия минеральных частиц с органическими и неорганическими веществами с участием агрегирующих агентов [2, 33]. Почвенные агрегаты различаются по форме и размеру, доминирующему механизму агрегации, величине удельной поверхности, сорбционно-десорбционной способности, объему порового пространства, соотношению макро-, мезо-, микро- и ультрамикропор, содержанию и качеству органического вещества [1, 3, 4, 7, 8, 10, 14–18, 21, 38, 48, 49].

По размеру агрегаты традиционно подразделяются на микроагрегаты (<0.25 мм) и макроагрегаты (>0.25 мм) [33, 48]. В исследовательских целях структурные отдельности размером 10–2 мм обозначаются как мегаагрегаты [4, 29, 36]. Формирование микрогрегатов осуществляется четырьмя группами процессов: биологическими (заселение и колонизация микроорганизмов, биодеградация и потребление), биофизическими (биотурбация, биосмешивание, расширение пор, биотранспорт и биотранслокация), физическими (замораживание–оттаивание, высушивание–увлажнение, сжатие–набухание, капиллярные явления, адвекция, диффузия, окклюзия, инкапсуляция, цементация) и химическими (адсорбция, осаждение, окисление, восстановление, комплексация, включая обмен лигандами) [1, 2, 39, 49–51]. Считается, что процессы и взаимодействия, которые стабилизируют

микроагрегаты, отличаются от таковых, стабилизирующих макроагрегаты [49], а среднее время существования органического вещества в макроагрегатах короче, чем в микроагрегатах [30, 31].

Органическое вещество выполняет двоякую роль в формировании и стабилизации почвенных агрегатов. Гумифицированное органическое вещество действует как агрегирующий материал при формировании микроагрегатов вокруг органо-минеральных ядер и соединении микроагрегатов в макроагрегаты [1, 16, 48]. Свежие растительные остатки и образовавшиеся при их разложении твердые дискретные частицы, относящиеся к фракции дисперсного органического вещества (particulate organic matter (**POM**)), становятся основой макроагрегатов, внутри которых, при дальнейшем разложении окклюдированного POM и распаде макроагрегатов образуются микроагрегаты [41–43]. Частицы POM создают повышенный уровень содержания $C_{орг}$ в макроагрегатах по сравнению с микроагрегатами [23], обильно колонизируются микроорганизмами [29, 45], высвобождаемые из POM растворимые соединения перемещаются во внутриагрегатное поровое пространство, поступают в микроагрегаты, обогащая их углеродом [46]. Соотношение тонкой (0.25–0.053 мм) и грубой (2–0.25 мм) субфракций POM в макроагрегатах может быть индикатором оборота макроагрегатов и стабилизации $C_{орг}$ в почве: чем шире это отношение, тем больше возраст макроагрегатов [42, 43].

Органическое вещество, которое по качеству и доступности микроорганизмам может быть минерализовано до диоксида углерода, называется потенциально-минерализуемым. Разные по размеру классы агрегатов, выделенные сухим просеиванием, отличаются по содержанию углерода потенциально-минерализуемого органического вещества вследствие различий в качестве и защищенности органического вещества в крупных и мелких отдельностях [8, 10, 20, 27, 35, 36, 47]. В свою очередь разрушение структуры сопровождается краткосрочной дополнительной минерализацией внутриагрегатного органического вещества [32, 47], но в долговременном тренде дезагрегация ведет к обеднению почвы потенциально-минерализуемым органическим веществом [9]. Непосредственным источником потенциально-минерализуемого органического вещества являются твердые дискретные частицы POM [11]. Можно предположить, что повышенное содержание потенциально-минерализуемого органического вещества будет свойственно агрегатам, насыщенным POM.

Поступление свежего органического материала – непременное условие образования агрегатов, причем разлагаемое органическое вещество является более эффективным агрегатообразующим агентом, чем устойчивые к разложению материалы [2, 19]. Разложение органического вещества в почве осуществляется лишь в том случае, если в одном и том же месте и в то же самое время присутствуют водная пленка, активные ферменты, доступный и восприимчивый к ферментам субстрат, а также благоприятные условия температуры, аэрации и pH среды [24, 37]. Отклонение от нормы одного из этих факторов может быть причиной замедления разложения, независимо от благоприятности других факторов. Наличие прямого контакта между почвой и свежими растительными остатками способствует улучшению позиционной доступности субстратов, становясь важной предпосылкой для разложения органического вещества как опада, так и самой почвы [26, 36]. Однако механизмы влияния размера почвенных агрегатов на разложение растительных остатков остаются не совсем понятными.

Цель работы – показать распределение дисперсного органического вещества (POM) между разными по размеру классами агрегатов в серой и в агросерой почвах, определить соотношение грубой, средней и тонкой субфракций в составе POM, сравнить степень разложения растительных остатков, распределенных среди мега-, макро- и микроагрегатов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Отбор почвенных образцов и выделение воздушно-сухих агрегатов. Исследования проводили с образцами серой и агросерой почв (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic)), отобранными на территории мелколиственного леса (54°8341′ N, 37°5729′ E), некосимого луга (54°8335′ N, 37°5760′ E) и под посевом ячменя (54°8240′ N, 37°5641′ E). В трех точках каждого из участков на расстоянии около 5 м друг от друга в верхнем 2–20 см слое почвы вырезали по три монолита с ненарушенной структурой массой около 2 кг. Отобранные монолиты подсушивали на открытом воздухе, аккуратно разминали руками на комки и сыпучие частицы, после чего пропускали всю массу почвы через сито с диаметром отверстий 10 мм, удаляя видимые фрагменты растительных остатков. При дальнейшем высушивании образцы почвы несколько раз последовательно просеивали через сита с диаметрами отверстий 5, 2 и 0.25 мм, отделяя крупные и мелкие мегаагрегаты (10–5 и 5–2 мм), макроагрегаты (2–0.25 мм) и микроагрегаты (<0.25 мм). После взвешивания каждой выделенной фракции определяли долю агрегатов разного размера в общей массе почвенных образцов. Контролем были цельные образцы почвы с тех же участков без разделения на структурно-агрегатные фракции.

Определение дисперсного органического вещества и субфракций POM. Для выделения POM

используются образцы почвы с размером частиц <2 мм [22]. Поэтому в нашем исследовании мегаагрегаты размером 10–5 и 5–2 мм предварительно размельчали до частиц меньше 2 мм, а образцы агрегатов 2–0.25 и <0.25 мм анализировали в ненарушенном состоянии. Навески агрегатов разного размера массой 10 г диспергировали в 30 мл 0.5%-ного раствора гексаметафосфата натрия ($Na_6P_6O_{18}$) на шейкере в течение 15 ч при скорости 180 об./мин. Полученную суспензию пропускали через сито с диаметром отверстий 0.05 мм. Остаток на сите несколько раз промывали дистиллированной водой до получения прозрачной промывной жидкости, далее сушили в течение часа при 40°С, после чего количественно переносили в емкость для высушивания при 65°С в течение суток. В каждом анализируемом образце почвы измеряли массу фракции в трех повторностях, содержание углерода во фракции POM (C_{POM}) в процентах от массы фракции и массы почвы.

Субфракции POM выделяли из цельных образцов почвы леса, луга и пашни без предварительного разделения на агрегаты разных по размеру классов. Для этого полученную при диспергировании гексаметафосфатом натрия почвенную суспензию последовательно пропускали через сита с диаметром отверстий 1, 0.25 и 0.05 мм, получая грубую (2–1 мм), среднюю (1–0.25 мм) и тонкую (0.25–0.05 мм) субфракции POM. Так же, как для цельной фракции POM, субфракции промывали дистиллированной водой, высушивали, учитывали массу субфракций и измеряли в них C_{POM}.

Исследование разложения растительных остатков, смешанных с агрегатами разного размера. Образцы растительных остатков предварительно высушивали до воздушно-сухого состояния при температуре 65°С и измельчали до частиц 10–2 мм. Опавшие листья осины содержали 42.9% $C_{орг}$ с соотношением C : N, равном 46.4, опавшие тонкие ветви деревьев – 46.5% и 63.1 соответственно, тонкие корни деревьев – 44.0% и 82.7, надземная масса клевера – 40.9% и 16.1, корни клевера – 37.4% и 12.4, солома ячменя – 37.7% и 52.1, корни ячменя – 37.0% и 70.3. Навески растительных остатков массой 0.1 г смешивали с 10 г сухих агрегатов разного размера (10–5, 5–2, 2–0.25 и <0.25 мм), выделенными в почве соответствующих угодий, и помещали во флаконы объемом 100 мл. Контролями были варианты с разными по размеру классами агрегатов без добавления свежих растительных остатков. Перед инкубацией добавляли дистиллированную воду до влажности почвы 25 мас. %. Образцы структурно-агрегатных отдельностей почвы с навесками надземной и подземной биомассы растений инкубировались при постоянных условиях температуры (22°С) и влажности (25 мас. %) в течение 276 суток. Повторность – трехкратная.

Измерение концентрации $C–CO_2$ в газовой фазе инкубируемых образцов в течение первой недели инкубации проводили ежедневно, в последующем – три раза в неделю, в течение второго месяца инкубации – два раза в неделю, начиная с третьего месяца инкубации – один раз в семь или десять суток. За весь период инкубации произведено 43 отбора газовых проб. Концентрацию $C–CO_2$ определяли на газовом хроматографе (Кристалл Люкс 4000 М). После каждого измерения флаконы проветривали. Скорость потока $C–CO_2$ (мг/100 г в сутки) рассчитывали по разнице концентраций CO_2 за время экспозиции. Количество продуцируемого растительными остатками $C–CO_2$ устанавливали путем вычета $C–CO_2$, выделившегося из почвы без добавления остатков. Кумулятивную величину продуцирования $C–CO_2$ (мг/100 г) получали прибавлением количества $C–CO_2$ в каждый срок измерения к сумме за предыдущие сроки.

Константу скорости разложения органического вещества растительных остатков в разные периоды инкубации рассчитывали по формуле:

$$k = -\left[\ln\left(C_{t2}\right) - \ln\left(C_{t1}\right)\right]/t, \quad (1)$$

где k – константа скорости разложения, сутки$^{-1}$; C_{t1} и C_{t2}– содержание углерода ($C_{орг}$) в образце в начале и в конце наблюдений, % от исходного; t – продолжительность разложения, сутки.

Количество углерода потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) в агрегатах и растительных остатках рассчитывали по кумулятивному количеству $C–CO_2$, используя однокомпонентное уравнение кинетики первого порядка:

$$C_t = C_0\left(1 - \exp\left(-kt\right)\right), \quad (2)$$

где C_t – доля $C–CO_2$ (% от $C_{орг}$ в образце) за время t, сутки; C_0 – содержание углерода потенциально-минерализуемого органического вещества, % от $C_{орг}$ в образце; k – константа скорости минерализации, сутки$^{-1}$.

Вычисление C_0 и k проводили методом нелинейной оценки программы Statistica 6.0.

Содержание $C_{орг}$ и $N_{общ}$ в целой почве, во фракции POM и растительных остатках, растертых до частиц <0.25 мм, определяли с помощью CNHS-анализатора (Leco 932, USA). Исходные данные представлены в виде среднего ± стандартное отклонение.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение $C_{орг}$ в разных по размеру классах агрегатов. В необрабатываемой серой почве под лесом и некосимым лугом преобладала мелкая фракция мегаагрегатов размером 5–2 мм, а в агросерой пахотной почве – макроагрегаты размером 2–0.25 мм (табл. 1). Доля крупных мегаагрегатов

Таблица 1. Содержание органического углерода в почвенных агрегатах разного размера

Угодье	Размер агрегатов, мм			
	10–5	5–2	2–0.25	<0.25
	Доля агрегатов, % от массы почвы			
Лес	19	41	26	14
Луг	23	35	29	13
Пашня	20	26	42	13
	Содержание $C_{орг}$, % от массы фракции			
Лес	1.79 ± 0.01	2.04 ± 0.03	2.11 ± 0.03	1.86 ± 0.02
Луг	1.50 ± 0.02	1.66 ± 0.03	1.75 ± 0.05	1.59 ± 0.01
Пашня	1.33 ± 0.03	1.48 ± 0.04	1.56 ± 0.04	1.41 ± 0.02
	Доля $C_{орг}$ во фракциях, % от $C_{орг}$ в целом образце почвы			
Лес	18	43	29	13
Луг	22	37	32	13
Пашня	18	26	45	12
	Отношение C : N			
Лес	11.5 ± 0.3	11.2 ± 0.2	10.7 ± 0.4	10.1 ± 0.0
Луг	11.2 ± 0.3	10.8 ± 0.5	10.3 ± 0.3	9.9 ± 0.3
Пашня	10.8 ± 0.5	10.5 ± 0.2	10.1 ± 0.1	9.4 ± 0.1

Примечание. Содержание $C_{орг}$ в цельных образцах почвы под лесом, лугом и пашней 1.93, 1.60 и 1.45% от массы почвы, отношение C : N – 10.7, 10.4 и 10.0 соответственно.

размером 10–5 и микроагрегатов меньше 0.25 мм в почве разных землепользований была примерно одинаковой, составляя 19–23 и 13–14% от массы соответственно. Соотношение мегаагрегатов и макроагрегатов к микроагрегатам в почве под некосимым лугом было примерно таким же, как и под лесом, составляя 4.6 : 2.3 : 1 и 4.4 : 1.9 : 1, тогда как для пахотной почвы свойственно увеличение доли макроагрегатов за счет уменьшения доли мегаагрегатов. Соотношение фракций агрегатов в гумусовых горизонтах зависит от физико-химических свойств почвы и чувствительно к изменению землепользования, эрозии, обработке почвы, поливу, другим факторам и нарушающим воздействиям [2–5, 15, 23, 25, 40].

В агрегатах всех размеров почвы под лесом в среднем содержалось больше $C_{орг}$, чем под лугом и пашней в 1.2 и 1.4 раза соответственно. Содержание $C_{орг}$ в агрегатах разного размера уменьшалось в следующем ряду: макроагрегаты (2–0.25 мм) > > мелкие мегаагрегаты (5–2 мм) > микроагрегаты (<0.25 мм) > крупные мегаагрегаты (10–5 мм). Отношение C : N в органическом веществе агрегатов сужалось по мере уменьшения размера агрегатов. Доля агрегатов разного размера в массе почвы трех систем землепользования была более изменчивым показателем, чем содержание $C_{орг}$ в агрегатах (коэффициенты вариабельности 39–49 и 6–8% соответственно). Как следствие, основное количество $C_{орг}$ в почве леса и луга было сосредоточено в самой большой по массе фракции мелких мегаагрегатов размером 5–2 мм, а в пахотной почве – во фракции макроагрегатов размером 2–0.25 мм. В целом, в необрабатываемой почве под лесом и лугом распределение $C_{орг}$ по трем классам агрегатов подчинялось следующей последовательности: мегаагрегаты > макроагрегаты > микроагрегаты. В пахотной почве возрастал вклад макроагрегатов: мегаагрегаты = макроагрегаты > > микроагрегаты. Независимо от землепользования в микроагрегатах присутствовало 12–13% $C_{орг}$ от его количества в цельном образце.

Похожую зависимость наблюдали при исследовании дерново-подзолистой супесчаной почвы: под лесом в мега-, макро- и микроагрегатах аккумулировалось 51, 38 и 11% $C_{орг}$ от цельного образца почвы, а под сельскохозяйственными культурами – 38, 37 и 22% [8]. В другом исследовании в мегаагрегатах дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы содержалось 43–90% от всего $C_{орг}$ в гумусовом горизонте с уменьшением в ряду пашня > луг > лес и одновременным увеличением доли углерода макро- и микроагрегатов в 3.5–5 и 7–11 раз соответственно [4]. Выявленная убывающая закономерность распределения содержания органического углерода по трем клас-

сам агрегатов (мегаагрегаты > макроагрегаты > > микроагрегаты) согласуется с данными о накоплении лигнина в агрегатах обсуждаемого размерного ряда. Как показано нашими предыдущими исследованиями, во фракциях размером <0.25 мм содержание лигнина было в 10 раз меньше, нежели во фракциях >0.25 мм [28]. При этом максимальное количество лигниновых фенолов было сосредоточено внутри агрегата, где в условиях анаэробной среды минерализация растительных биополимеров заторможена. Однако максимальная степень окисленности фенольных соединений и максимальная степень трансформации биополимеров лигнина наблюдается на поверхности агрегатов большего размера и в наиболее мелких фракциях микроагрегатов. По-видимому, промежуточные нестабильные радикалы инкрустируются глинистыми минералами, способствуя стабилизации органического вещества и образованию агрегатов с высоким содержанием $C_{орг}$. В других исследованиях [31] время оборачиваемости органического вещества в макроагрегатах составляло 14 лет, а его состав представлен соединениями типичными для остатков растений и почвенных организмов (углеводы, мономеры лигнина и фенолы, димеры лигнина, липиды, жирные кислоты, стерины, суберин, алифатические и ароматические азотистые соединения). В крупных и мелких микроагрегатах размером 0.25–0.05 и <0.05 мм время оборачиваемости $C_{орг}$ было более продолжительным – 61 год и 275 лет, соответственно, при этом в органическом веществе мелких микроагрегатов преобладали гумифицированные вещества, а соединения, представляющие растительные и микробные компоненты (димеры лигнина, стерины, суберин и жирные кислоты) отсутствовали.

Таким образом, распределение $C_{орг}$ между иерархически организованными по размеру классами агрегатов создает объемно-пространственную компартментность почвенного резервуара органического углерода. Агрегация – один из ключевых механизмов физической стабилизации, а образование и поведение микро- и макроагрегатов неразрывно связано с накоплением, динамикой и сохранностью органического вещества в почве. Меньше сведений о путях формирования, среднем времени существования и функциях мегаагреатов, в составе которых сосредоточено значительное количество органического углерода.

Дисперсное органическое вещество в разных по размеру агрегатах. Ранее показано, что в необрабатываемых и пахотных почвах POM представлено от 10 до 48% от всего $C_{орг}$, при этом содержание этой фракции сильно зависит от землепользования, способов обработки почвы и удобрений [11]. Фракция POM, выделенная из агрегатов серой почвы разных угодий, была обогащена в 2.3–2.6 раза органическим углеродом (C_{POM}) по сравнению с органическим веществом, содержащимся в этих отдельностях (табл. 2). В серой почве леса и луга наиболее обогащенными C_{POM} были мелкие мегаагрегаты 5–2 мм, а в агросерой пахотной почве – макроагрегаты 2–0.25 мм. Самое низкое содержание C_{POM} (3.07–3.32% от массы фракции или 0.39–0.45% от массы почвы) было в микроагрегатах как необрабатываемой, так и пахотной почвы. Содержание C_{POM} в агрегатах четырех размеров было более вариабельным, чем $C_{орг}$ (12–20 и 6–8% соответственно), но значения C_{POM} и $C_{орг}$ достоверно коррелировали между собой ($r = 0.599$, $P = 0.040$). В мегаагрегатах, выделенных в почве под лесом и лугом, находилось соответственно 72 и 65% от всего C_{POM} в гумусовых горизонтах, при этом самыми насыщенными POM были мелкие мегаагрегаты размером 5–2 мм. В пахотной почве вклад мегаагрегатов и макроагрегатов был одинаковым, но фракция макроагрегатов оказалась более насыщенной органическим веществом твердых дискретных частиц. В составе POM в почве под лесом, в зависимости от размера агрегатов, находилось 23–32% от валового $C_{орг}$ в этих отдельностях, а в почве под лугом и пашней – 24–27 и 16–18% соответственно. В других исследованиях распределение POM между водоустойчивыми мега-, макро- и микроагрегатами глинистой почвы, выделенными мокрым просеиванием, было относительно равномерным, с небольшим преобладанием в макро- и микроагрегатах [23].

Соотношение грубой и тонкой субфракций в составе дисперсного органического вещества. Фракция POM представляет собой не гомогенную массу однородного вещества, а включает в себя твердые дискретные частицы разного размера и качества. Традиционно выделяют грубую (2–0.25 мм) и тонкую (0.025–0.053 мм) субфракции POM [30, 42, 43]. Грубая субфракция POM более подвержена разложению, а тонкая субфракция – стабилизации [30]. Нами были выделены три субфракции POM: грубая (2–1 мм), средняя (1–0.25 мм) и тонкая (0.25–0.05 мм). В серой и в агросерой почвах преобладает тонкая субфракция POM, при этом доля тонкого POM увеличивается в ряду лес–луг–пашня, а среднего и грубого POM, наоборот, уменьшается (рис. 1). Грубому POM свойственно более высокое содержание $C_{орг}$ и более широкое отношение C : N, чем среднему и тонкому по размеру POM. Различия между субфракциями POM по массе были более рельефными, чем по содержанию в них углерода, поэтому самая большая по массе тонкая субфракция содержала от 57 до 71% от всего C_{POM} в почве, возрастая в ряду угодий лес < < луг < пашня. Вклад средней и грубой субфракций в C_{POM} почвы составлял 21–27 и 9–17% соответственно с другой зависимостью от землепользования: лес ≥ луг > пашня. При подразделении POM на две субфракции (2–0.25 и 0.25–0.053 мм), как

Таблица 2. Содержание углерода дисперсного органического вещества (C_{POM}) в почвенных агрегатах разного размера

Угодье	Размер агрегатов, мм			
	10–5	5–2	2–0.25	<0.25
	Масса фракции POM, % от массы агрегатов			
Лес	13.0 ± 0.6	12.0 ± 0.1	11.2 ± 0.9	12.7 ± 0.3
Луг	10.1 ± 1.9	9.8 ± 0.3	10.4 ± 0.7	11.7 ± 0.7
Пашня	6.1 ± 0.2	6.4 ± 1.0	7.0 ± 0.4	7.2 ± 0.8
	Содержание C_{POM}, % от массы фракции			
Лес	4.45 ± 0.05	5.45 ± 0.15	4.36 ± 0.20	3.32 ± 0.17
Луг	3.77 ± 0.23	4.51 ± 0.12	4.14 ± 0.05	3.24 ± 0.02
Пашня	3.66 ± 0.04	3.99 ± 0.00	4.10 ± 0.04	3.07 ± 0.04
	Отношение C : N во фракции POM			
Лес	14.9 ± 0.6	15.8 ± 0.5	14.9 ± 0.2	12.8 ± 0.8
Луг	14.0 ± 0.6	14.2 ± 0.6	13.8 ± 0.1	12.7 ± 0.7
Пашня	13.0 ± 0.4	14.6 ± 0.9	13.2 ± 0.3	12.6 ± 0.9
	Содержание C_{POM}, % от $C_{орг}$ в целых агрегатах			
Лес	32.4	32.1	23.0	22.6
Луг	25.5	26.7	24.5	23.8
Пашня	16.8	17.2	18.4	15.6
	Доля C_{POM} в агрегатах, % от C_{POM} в целом образце почвы			
Лес	20	52	26	10
Луг	23	42	31	11
Пашня	19	27	45	10

Примечание. Содержание C_{POM} в цельных образцах почвы под лесом, лугом и пашней 4.33, 3.80 и 3.79% от массы фракции (0.68, 0.41 и 0.23% от массы почвы), отношение C : N – 13.6, 13.6 и 13.2 соответственно.

это предложено в работах [42, 43], соотношение тонкой субфракции к грубой по массе составляло в ряду лес–луг–пашня 1.6, 2.1 и 6.7, а по запасам углерода, соответственно 1.3, 1.3 и 2.3. Приведенные выше данные указывают, что грубая фракция POM представлена еще не фрагментированными или частично фрагментированными растительными остатками, а тонкая фракция – разложившимися до отдельных частиц. Таким образом, мегаагрегаты и макроагрегаты представляют собой главный резервуар POM, на долю которого приходится значительная часть органического углерода в почве. В свою очередь, POM гетерогенно по составу и качеству.

Потенциально-минерализуемое органическое вещество в почвенных агрегатах. Агрегация сочетает в себе многие механизмы физической, химической и биологической стабилизации органического вещества в почве. Агрегированному в мега-, макро- и микроагрегаты и свободному, находящемуся между агрегатами, органическому веществу свойственна разная защищенность и, как следствие, разная доступность для использования почвенными микроорганизмами. Наличие физических барьеров и неблагоприятных для микроорганизмов экологических условий в конгломерате частиц и агрегатов вызывает вариабельность в содержании потенциально-минерализуемого органического вещества среди разных по размеру структурно-агрегатных отдельностей почвы [8, 10, 20, 36].

На рис. 2 видно, что низкое содержание потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) свойственно крупным мегаагрегатам (10–5 мм) и микроагрегатам (<0.25 мм), а высокое – мелким мегаагрегатам (5–2 мм) и макроагрегатам (2–0.25 мм). Вариабельность распределения C_0 по агрегатам была сильнее (14%), чем $C_{орг}$ (6–8%), но слабее, чем POM (12–20%). Самое высокое содержание C_0 в макроагрегатах пахотной почвы было в 1.4 меньше, чем самое низкое его содержание в крупных мегаагрегатах необрабатываемой почвы. По фактическим запасам C_0 агрегаты разных размеров образовывали следующие последовательности: почва под лесом – 5–2 > 2–0.25 > 10–5 > меньше 0.25 мм, пахотная почва – 2–0.25 > 5–2 > 10–5 > меньше 0.25 мм. В целом, основным резервуаром C_0 в необрабатываемой почве являются мегаагрегаты и в меньшей мере –

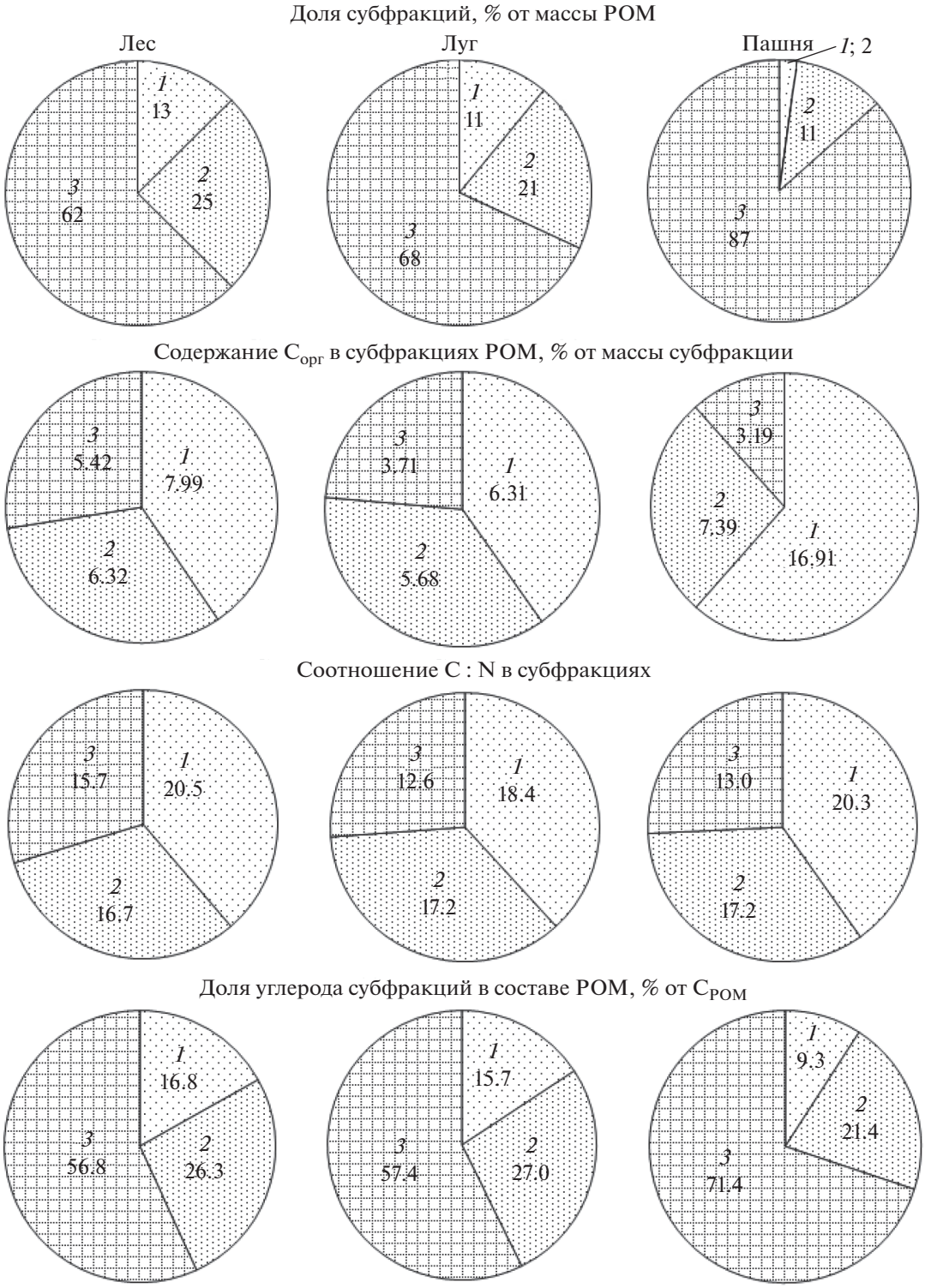

Рис. 1. Распределение органического углерода между крупной 2–1 мм (*1*), средней 1–0.25 мм (*2*) и тонкой 0.25–0.05 мм (*3*) субфракциями дисперсного органического вещества (POM).

макроагрегаты (62 и 31% от C_0 в цельном образце соответственно), а в пахотной почве вклад этих классов агрегатов примерно одинаковый (40 и 44% от C_0 в цельном образце). Авторы другого исследования пришли к выводу, что минерализация органического вещества выше в агрегатах более крупного размера (макро- и мегаагрегаты), имеющих низкую структурную стабильность, чем в

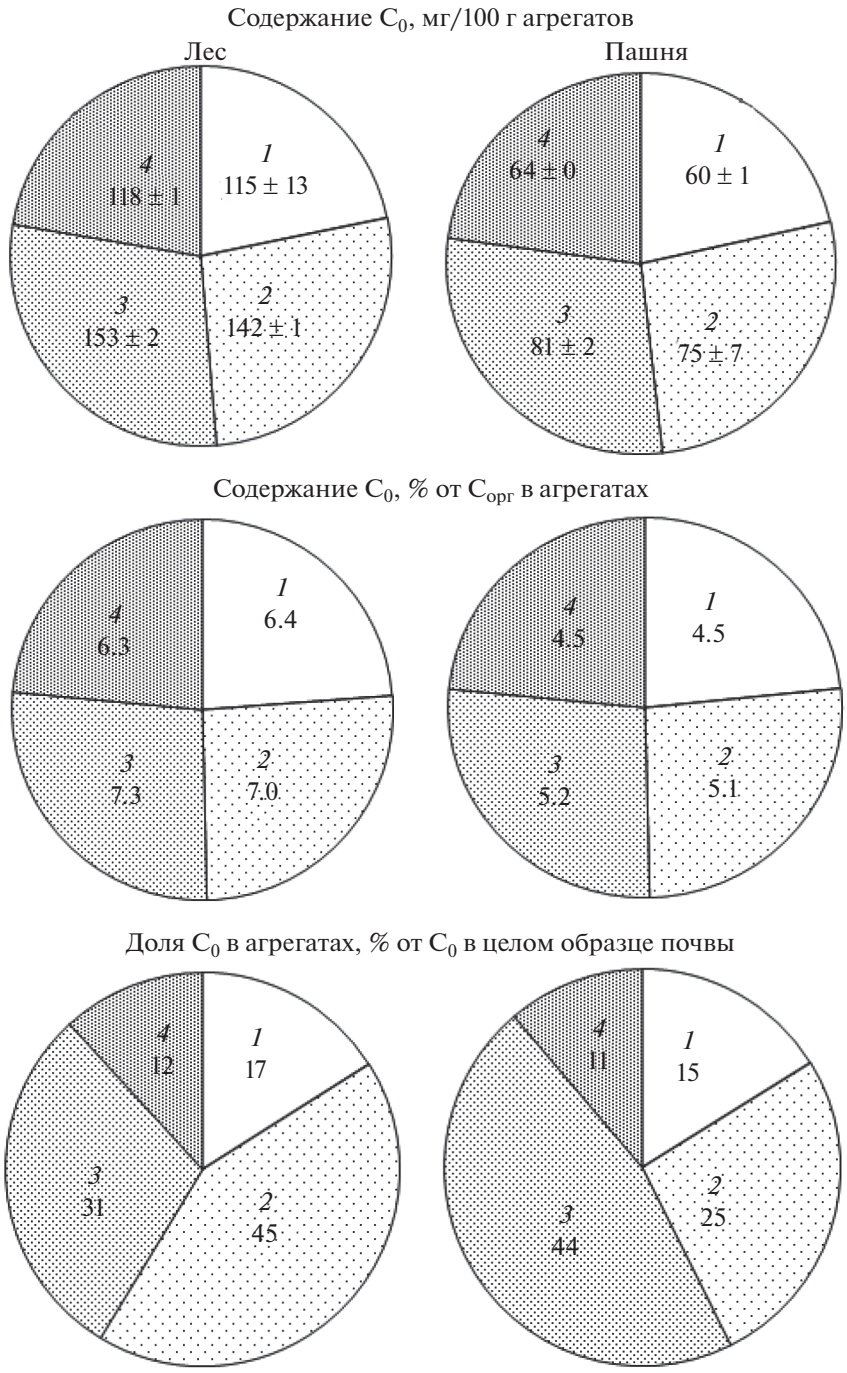

Рис. 2. Содержание потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) в почвенных агрегатах разного размера: *1* – 10–5 мм, *2* – 5–2 мм, *3* – 2–0.25 мм, *4* – <0.25 мм. Содержание C_0 в цельных образцах почвы под лесом и пашней 129 ± 1.4 и 77 ± 0 мг/100 г (0.13 и 0.08% от массы почвы) соответственно.

микроагрегатах [36]. В отличие от этих результатов, минерализация органического вещества была больше в макроагрегатах <2 мм, чем в мегаагрегатах 2–4 и 4–8 мм, благодаря более равномерной влажности и увеличения доступа к субстрату [35] или мало зависела от размера агрегатов, выделенных мокрым просеиванием [34].

Можно заметить, что при одинаковых условиях температуры и влажности, поддерживаемых в инкубационном эксперименте, органическое вещество, содержащееся в разных по размеру агрегатах, мало отличается по минерализационной способности, завися в большей мере от землепользования (рис. 2). Следовательно, различия

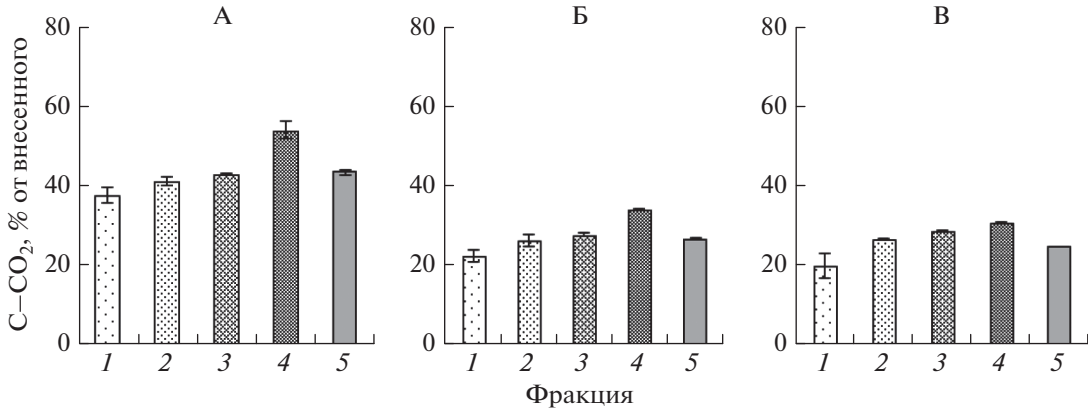

Рис. 3. Эффективность разложения остатков древесной растительности (А – листья осины, Б – мелкие ветви деревьев, В – тонкие корни деревьев) среди агрегатов разного размера: *1* – 10–5 мм, *2* – 5–2 мм, *3* – 2–0.25 мм, *4* – <0.25 мм, *5* – смешанный образец почвы.

между мега-, макро- и микроагрегатами по содержанию C_0 зависят в первую очередь от количества поступающего в агрегаты свежего органического вещества и доли агрегатов в массе почвы. Это предположение хорошо подтверждается корреляцией C_0 с $C_{орг}$ ($r = 0.996$, $P < 10^{-3}$) и с C_{POM} ($r = 0.654$, $P = 0.040$) в исследуемых образцах. Изменение доли POM, вызванное образованием из разлагающихся растительных остатков, может быть причиной вариабельности содержания $C_{орг}$ и C_0 в разных по размеру агрегатах почвы [36]. В инкубационном эксперименте через 60 суток с начала разложения остатков кукурузы в мега-, макро- и микроагрегатах содержалось 46, 14 и 0.3% от внесенного $C_{орг}$, через год – 23, 12 и 1.2%, соответственно, а через два года – 11, 12 и 3.8% [30]. Как было показано в этой работе, через 2 месяца опыта выделенные в макроагрегатах легкая фракция органического вещества (LF), грубое и тонкое POM были на 24, 16 и 31% представлены углеродом растительных остатков, а через год – на 18, 7 и 28% соответственно. В микроагрегатах легкая фракция через 2 месяца и один год содержала 38 и 10% углерода растительных остатков, а тонкое POM – 27 и 53% соответственно. Таким образом, разложение растительных остатков является одновременно фактором образования почвенных агрегатов и формирования пулов внутриагрегатного и межагрегатного органического вещества.

Разложение растительных остатков, распределенных среди агрегатов разного размера. По теории разложение субстрата происходит в случае достаточной секреции внеклеточных ферментов микроорганизмами, успешной диффузии ферментов к соответствующему органическому веществу и успешной диффузии продуктов распада обратно в клетки микроорганизмов, которые вряд ли будут теми же самыми, кто секретировал фермент [24, 37]. Структурно-агрегатное сложение почвы создает множество физических барьеров для успешной утилизации микроорганизмами органических кластеров. Соотношение мега-, макро- и микроагрегатов может быть одним из факторов, влияющих на разложение и включение растительных остатков в состав почвенного органического вещества. Имеются данные, что минерализация остатков канолы и пшеницы в макро- и/или микроагрегатах была достоверно выше, чем в мегаагрегатах двух разных почв [36].

В нашем эксперименте за 276 суток инкубации минерализовалось от 20 до 73% углерода, содержащегося в исследуемых растительных остатках (рис. 3 и 4), соответствуя в целом величинам, полученным ранее для этих видов [12]. Размеры минерализации растительных остатков уменьшались в следующей последовательности: корни клевера > надземная масса клевера > солома ячменя > листья осины > корни ячменя > мелкие ветви деревьев > тонкие корни деревьев. Полученный ряд согласуется с содержанием и композиционным составом лигниновых фенолов в этих растительных остатках. В клевере преобладают кумариловые фенолы с наибольшей степенью микробной минерализации, в ячмене – кумариловые и феруловые фенолы с меньшей подверженностью минерализации, а в остатках деревьев – сирингиловые и ванилиновые фенолы наиболее устойчивые к микробному разложению [6].

Новым результатом исследования стал факт разной подверженности растительных остатков разложению в зависимости от размера агрегатов почвы. Разложение растительных остатков с широким отношением C : N (листья осины, мелкие ветви и тонкие корни деревьев, солома и корни ячменя) отчетливо увеличивалось по мере уменьшения размера структурных отдельностей почвы в 1.1–1.5 раза, тогда как разложение листьев и

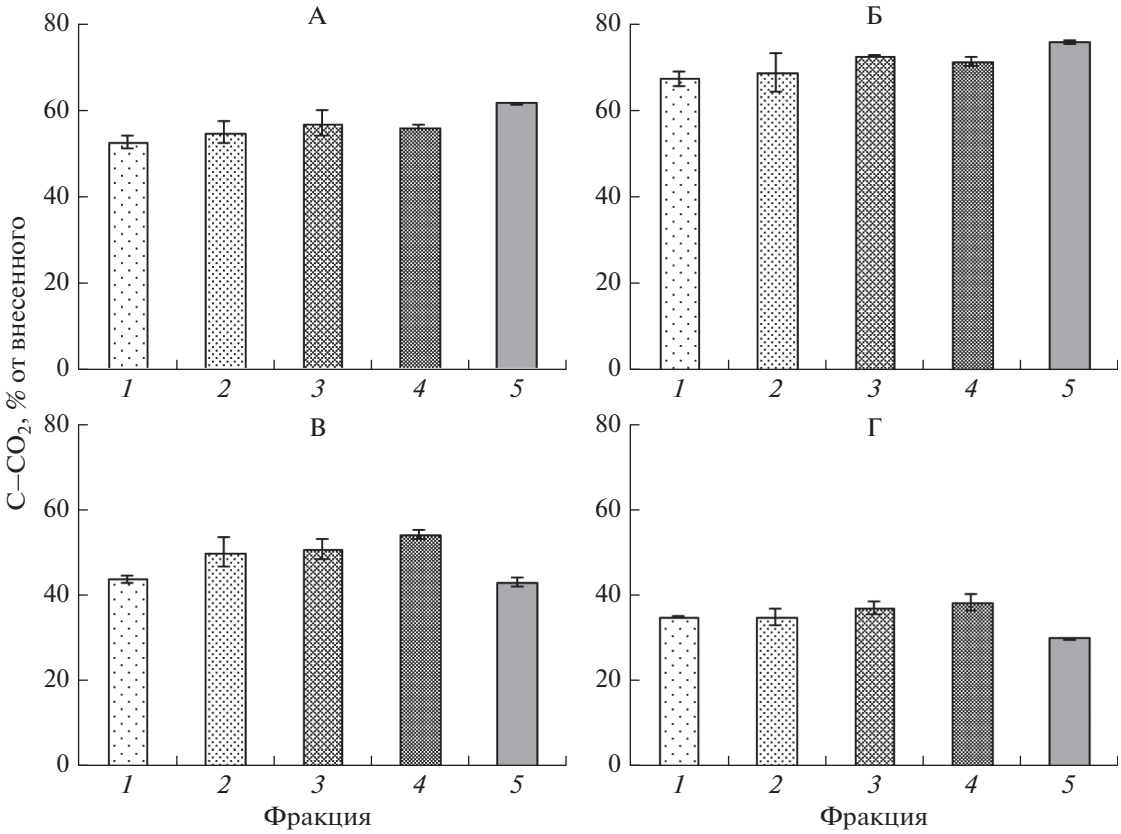

Рис. 4. Эффективность разложения растительных остатков (А – надземная масса клевера, Б – корни клевера, В – солома ячменя, Г – корни ячменя) среди агрегатов разного размера: *1* –10–5 мм, *2* – 5–2 мм, *3* – 2–0.25 мм, *4* – <0.25 мм, *5* – смешанный образец почвы.

корней клевера, имеющих узкое отношение C : N, не зависело от размера агрегатов. Можно предположить, что влияние размера почвенных частиц на разложение растительных остатков проявляется за счет увеличения доступности микроорганизмам-деструкторам почвенного азота, недостаток которого особенно ощущается при освоении субстратов с широким C : N отношением [13]. Для обогащенных азотом остатков клевера фактор доступности почвенного азота не был лимитирующим и влияние размера агрегатов не проявлялось. Это предположение подтверждается сужением отношения C : N в частицах почвы меньше 0.25 мм по сравнению с крупными отдельностями 10–5 мм, наличием достоверной отрицательной корреляции C : N в агрегатах почвы с минерализацией слаборазлагаемых растительных остатков ($r = -0.448$, $P = 0.047$) и отсутствием таковой для сильноразлагаемых остатков клевера. Полученные результаты согласуются с данными о преобладании в мега- (>2 мм) и макроагрегатах (2–0.25 мм) дисперсного органического вещества, представленного полуразложившимися растительными остатками (табл. 2), а также с содержанием лигнина и его окисленных форм внутри и на поверхности крупных агрегатов [28].

Разложение растительных остатков замедлялось в течение инкубации (рис. 5). В течение стартовых десяти суток разложение надземной массы и корней клевера шло со средней (k_1 = 0.025–0.048 сут$^{-1}$) скоростью, листьев осины и соломы ячменя – со средней (k_1 = 0.012–0.015 сут$^{-1}$) или с медленной (k_2 = 0.008–0.009 сут$^{-1}$) скоростью, в зависимости от размера агрегатов, с которыми смешивались образцы. Остальные виды растительных остатков разлагались с медленной скоростью (k_2 = = 0.003–0.006 сут$^{-1}$). Медленная скорость разложения (k_2 = 0.001–0.007 сут$^{-1}$) была присуща всем растительным остаткам между 10 и 90 сутками инкубации, при этом влияние размера агрегатов на разложение становилось менее отчетливым. На более поздних стадиях инкубации большинство растительных остатков разлагалось с очень медленной (k_3 = 0.0006–0.0008 сут$^{-1}$) скоростью. Главный недостаток оценки разложения растительных остатков в почве по измерению C–CO_2 без использования изотопного метода – это веро-

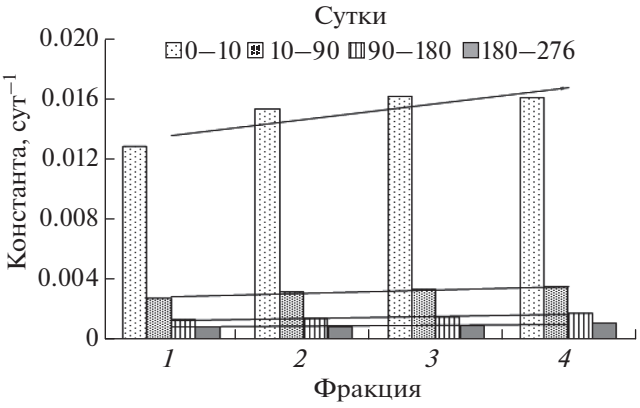

Рис. 5. Константа скорости разложения растительных остатков среди агрегатов разного размера на протяжении инкубации (в среднем для семи видов растительных остатков): *1* – 10–5 мм, *2* – 5–2 мм, *3* – 2–0.25 мм, *4* – <0.25 мм.

ятность получения завышенных величин разложения органических материалов из-за увеличения минерализации в почве нативного органического вещества (прайминг-эффект). Подобное наблюдалось в опыте с растительными остатками, смешанными с мега-, макро- и микроагрегатами [36]. В предыдущей нашей работе разложение растительных остатков, инкубируемых с почвой, было выше, чем с вермикулитом лишь на 0–6% от внесенного [12].

Таким образом, качество растительных остатков более значимый фактор разложения, чем агрегатный состав почвы. Влияние размера агрегатов на разложение растительных остатков проявляется косвенно и в том случае, если активность микроорганизмов лимитируется физическими барьерами и низким содержанием азота в разлагаемом материале. Замедление минерализации растительных остатков в почве с доминированием мегаагрегатов способствует накоплению органического вещества в виде твердых дискретных частиц, образующих фракцию дисперсного органического вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Соотношение агрегатов разных по размеру классов является одним из значимых факторов формирования свойств и режимов почвы, отражаясь на качественном составе почвенного органического вещества посредством влияния на процессы его разложения и стабилизации. Мегаагрегаты – доминирующая фракция в гумусовом горизонте необрабатываемой серой почве под лесом и некосимым лугом, макроагрегаты – в агросерой пахотной почве. Основное количество $C_{орг}$ в почве под лесом и лугом было сосредоточено в самой большой по массе фракции мелких мегаагрегатов размером 5–2 мм, а в пахотной почве – во фракции макроагрегатов размером 2–0.25 мм. Мегаагрегаты являются главным хранилищем $C_{орг}$ в необрабатываемой почве, в пахотной почве возрастает вклад макроагрегатов. Запасы $C_{орг}$ в микроагрегатах не зависели от землепользования и составляли 12–13% от $C_{орг}$ в цельном образце.

Фракция POM, представленная твердыми дискретными частицами растительных остатков, является количественно значимым компонентом почвенного органического вещества. В составе POM в почве под лесом, в зависимости от размера агрегатов, находилось 23–32% от валового $C_{орг}$ в этих отдельностях, а в почве под лугом и пашней – 24–27 и 16–18% соответственно. Основные запасы POM в почве под лесом и лугом сосредоточены в мегаагрегатах (72 и 65% от всего C_{POM} в гумусовых горизонтах), а в пахотной почве вклад мегаагрегатов и макроагрегатов был одинаковым.

Фракция POM не однородна, а состоит из твердых дискретных частиц разного размера и качества. В почве под лесом, лугом и на пашне соотношение тонкой субфракции (0.25–0.05 мм) к грубой (2–0.25 мм) составляло по массе 1.6, 2.1 и 6.7, а по запасам углерода, соответственно 1.3, 1.3 и 2.3.

Агрегированному в мега-, макро- и микроагрегаты и свободному, находящемуся между агрегатами, органическому веществу свойственна разная защищенность и, как следствие, разная способность к минерализации. Основные запасы потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) в необрабатываемой почве сосредоточены в мегаагрегатах и в меньшей мере в макроагрегатах (62 и 31% от C_0 в цельном образце соответственно), а в пахотной почве вклад этих классов агрегатов примерно одинаковый (40 и 44% от C_0 в цельном образце). Содержание C_0 в агрегатах коррелировало с C_{POM} и с $C_{орг}$.

Разложение растительных остатков с широким отношением C : N (листья осины, мелкие ветви и тонкие корни деревьев, солома и корни ячменя) увеличивалось по мере уменьшения размера структурных отдельностей почвы, тогда как разложение листьев и корней клевера, имеющих узкое отношение C : N, не зависело от размера агрегатов. Влияние размера агрегатов на скорость разложения проявлялось преимущественно на ранней стадии трансформации растительных остатков.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование влияния размеров почвенных агрегатов на разложение растительных остатков и распределение дисперсного органического вещества в почве проведено при поддержке РФФИ (№ 17-04-00707-а). Данные по соотношению субфракций в дисперсном органическом веществе получены при поддержке Рос-

сийского научного фонда (проект № 17-14-01120). Вопросы распределения потенциально-минерализуемого органического вещества среди агрегатов разного размера рассмотрены в рамках темы Государственного задания № 0191-2019-0045.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
2. *Воронин А.Д.* Основы физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 244 с.
3. *Дубовик Е.В., Дубовик Д.В.* Взаимосвязь содержания углерода органических соединений и структурного состояния чернозема типичного // Почвоведение. 2019. № 2. С. 171–183. https://doi.org/10.1134/S0032180X19020047
4. *Ерохова А.А., Макаров М.И., Моргун 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
5. *Зайдельман Ф.Р., Ковалев И.В.* Изменение физических свойств светло-серых гидроморфных почв под влиянием оглеения и разных видов дренажа // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1994. № 3. С. 30–41.
6. *Ковалева Н.О., Ковалев И.В.* Биотрансформация лигнина в дневных и погребенных почвах горных ландшафтов // Почвоведение. 2009. № 11. С. 1362–1373.
7. *Когут Б.М., Артемьева 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. *Когут Б.М., Яшин М.А., Семенов В.М., Авдеева Т.Н., Маркина Л.Г., Лукин С.М., Тарасов С.И.* Распределение трансформированного органического вещества в структурных отдельностях дерново-подзолистой супесчаной почвы // Почвоведение. 2016. № 1. С. 52–64. https://doi.org/10.7868/S0032180X1601007X
9. *Семенов В.М., Журавлев Н.С., Тулина А.С.* Минерализация органического вещества в серой лесной почве и типичном черноземе, обесструктуренных физическими воздействиями // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1254–1266. https://doi.org/10.7868/S0032180X1510010X
10. *Семенов В.М., Иванникова Л.А., Семенова Н.А., Ходжаева А.К., Удальцов С.Н.* Минерализация органического вещества в разных по размеру агрегатных фракциях почвы // Почвоведение. 2010. № 2. С. 157–165.
11. *Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Паутова Н.Б.* Дисперсное органическое вещество в необрабатываемых и пахотных почвах // Почвоведение. 2019. № 4. С. 440–450. https://doi.org/10.1134/S0032180X19040130
12. *Семенов В.М., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Хромычкина Д.П., Семенова Н.А., Лопес де Гереню В.О.* Разложение растительных остатков и формирование активного органического вещества в почве инкубационных экспериментов // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1172–1184. https://doi.org/10.1134/S0032180X19100113
13. *Семенов В.М., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В., Тулина А.С., Кудеяров В.Н.* Разложение и минерализация фитомассы в серой лесной почве: кинетический анализ // Почвоведение. 2001. № 5. С. 569–577.
14. *Филиппова О.И., Холодов В.А., Сафронова Н.А., Юдина А.В., Куликова Н.А.* Микроагрегатный, гранулометрический и агрегатный состав гумусовых горизонтов ряда почв европейской России // Почвоведение. 2019. № 3. С. 335–347. https://doi.org/10.1134/S0032180X19030031
15. *Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Фарходов Ю.Р., Белобров В.П., Юдин С.А., Айдиев А.Я., Лазарев В.И., Фрид А.С.* Изменение соотношения фракций агрегатов в гумусовых горизонтах черноземов в различных условиях землепользования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 184–193. https://doi.org/10.1134/S0032180X19020060
16. *Шеин Е.В., Милановский Е.Ю.* Роль и значение органического вещества в образовании и устойчивости почвенных агрегатов // Почвоведение. 2003. № 1. С. 53–61.
17. *Шеин Е.В., Милановский Е.Ю.* Органическое вещество и структура почвы: учение В.Р. Вильямса и современность // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии. 2014. № 1. С. 42–51.
18. *Шеин Е.В., Харитонова Г.В., Милановский Е.Ю., Дембовецкий А.В., Федотова А.В., Коновалова Н.С., Сиротский С.Е., Первова Н.Е.* Агрегатообразование в засоленных почвах ландшафтов бугров Бэра // Почвоведение. 2013. № 4. С. 442–453. https://doi.org/10.7868/S0032180X13040126
19. *Abiven S., Menasseri S., Chenu C.* The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability – A literature analysis // Soil Biol. Biochem. 2009. V. 41. № 1. P. 1–12. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.09.015
20. *Bimüller C., Kreyling O., Kölbl A., von Lützow M., Kögel-Knabner I.* Carbon and nitrogen mineralization in hierarchically structured aggregates of different size // Soil Tillage Res. 2016. V. 160. P. 23–33. https://doi.org/10.1016/j.still.2015.12.011
21. *Bronick C.J., Lal R.* Soil structure and management: a review // Geoderma. 2005. V. 124. № 1–2. P. 3–22. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.03.005
22. *Cambardella C.A., Elliott E.T.* Particulate Soil Organic Matter Changes across a Grassland Cultivation Sequence // Soil Sci. Soc. Am. J. 1992. V. 56. № 3. P. 777–783. https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030017x
23. *Devine S., Markewitz D., Hendrix P., Coleman D.* Soil Aggregates and Associated Organic Matter under Con-

ventional Tillage, No-Tillage, and Forest Succession after Three Decades // PLoS ONE. 2014. V. 91. P. e84988.
https://doi.org/10.1371/journal.pone.0084988

24. *Ekschmitt K., Liu M., Vetter S., Fox O., Wolters V.* Strategies used by soil biota to overcome soil organic matter stability – why is dead organic matter left over in the soil? // Geoderma. 2005. V. 128. № 1–2. P. 167–176.
https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.024

25. *Fernández R., Quiroga A., Zorati C., Noellemeyer E.* Carbon contents and respiration rates of aggregate size fractions under no-till and conventional tillage // Soil Tillage Res. 2010. V. 109. № 2. P. 103–109.
https://doi.org/10.1016/j.still.2010.05.002

26. *Jha P., Garg N., Lakaria B.L., Biswas A.K., Rao A.S.* Soil and residue carbon mineralization as affected by soil aggregate size // Soil Tillage Res. 2012. V. 121. P. 57–62.
https://doi.org/10.1016/j.still.2012.01.018

27. *Jia J., Yu D., Zhou W., Zhou L., Bao Y., Meng Y., Dai L.* Variations of soil aggregates and soil organic carbon mineralization across forest types on the northern slope of Changbai Mountain // Acta Ecologica Sinica. 2015. V. 35. № 2. P. 1–7.
https://doi.org/10.1016/j.chnaes.2014.03.008

28. *Kovalev I.V., Kovaleva N.O.* The role of lignin phenols in organic-mineral interactions in soils // 19th International Conference of Humus Substances and their Contribution to the Climate Change Mitigation. Sofia: Bulgarian Humic Substances Society, 2018. P. 119–122.

29. *Li F., Xue C., Qiu P., Liu Y., Shi J., Shen B., Yang X., Shen Q.* Soil aggregate size mediates the responses of microbial communities to crop rotation // Eur. J. Soil Biology. 2018. V. 88. P. 48–56.
https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2018.06.004

30. *Li S., Gu X., Zhuang J., An T., Pei J., Xie H., Li H., Fu S., Wang J.* Distribution and storage of crop residue carbon in aggregates and its contribution to organic carbon of soil with low fertility // Soil Tillage Res. 2016. V. 155. P. 199–206.
https://doi.org/10.1016/j.still.2015.08.009

31. *Monreal C.M., Schulten H.-R., Kodama H.* Age, turnover and molecular diversity of soil organic matter in aggregates of a Gleysol // Can. J. Soil Sci. 1997. V. 77. P. 379–388.
https://doi.org/10.4141/S95-064

32. *Mueller C.W., Schlund S., Prietzel J., Kögel-Knabner I., Gutsch M.* Soil aggregate destruction by ultrasonication increases soil organic matter mineralization and mobility // Soil Sci. Soc. Am. J. 2012. V. 76. P. 1634–1643.
https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0186

33. *Oades J.M., Waters A.G.* Aggregate hierarchy in soils // Aust. J. Soil Res. 1991. V. 29. P. 815–828.
https://doi.org/10.1071/SR9910815

34. *Rabbi S.M.F., Wilson B.R., Lockwood P.V., Danie 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

35. *Reeves S.H., Somasundaram J., Wang W.J., Heenan M.A., Finn D., Dalal R.C.* Effect of soil aggregate size and long-term contrasting tillage, stubble and nitrogen management regimes on CO_2 fluxes from a Vertisol // Geoderma. 2019. V. 337. P. 1086–1096.
https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.11.022

36. *Sarker J.R., Singh B.P., Cowie A.L., Fang Y., Collins D., Dougherty W.J., Singh B.K.* Carbon and nutrient mineralisation dynamics in aggregate-size classes from different tillage systems after input of canola and wheat residues // Soil Biol. Biochem. 2018. V. 116. P. 22–38.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.09.030

37. *Schimel J.P., Weintraub M.N.* The implications of exoenzyme activity on microbial carbon and nitrogen limitation in soil: a theoretical model // Soil Biol. Biochem. 2003. V. 35. P. 549–563.
https://doi.org/10.1016/S0038-07170300015-4

38. *Shein E., Milanovskiy E.* Soil structure formation: role of the soil amphiphilic organic matter // Biogeosystem Technique. 2014. V. 2. № 2. P. 182–190.
https://doi.org/10.13187/bgt.2014.2.182

39. *Shein E.V., Kharitonova G.V., Milanovsky E.Y.* Aggregation of natural disperse formations: Value of organic matter, soluble salts and diatoms // Biogeosystem Technique. 2016. V. 7. № 1. P. 77–86.
https://doi.org/0.13187/bgt.2016.7.77

40. *Šimanský V., Bajčan D.* Stability of soil aggregates and their ability of carbon sequestration // Soil Water Res. 2014. V. 9. № 3. P. 111–118.
https://doi.org/10.17221/106/2013-SWR

41. *Six J., Bossuyt H., Degryze S., Denef K.* A history of research on the link between microaggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics // Soil Tillage Res. 2004. V. 79. P. 7–31.
https://doi.org/10.1016/j.still.2004.03.008

42. *Six J., Elliott E.T., Paustian K.* Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture // Soil Biol. Biochem. 2000. V. 32. № 14. P. 2099–2103.
https://doi.org/10.1016/S0038-07170000179-6

43. *Six J., Paustian K.* Aggregate-associated soil organic matter as an ecosystem property and a measurement tool // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 68. P. A4-A9.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.06.014

44. *Six J., Paustian K., Elliott E.T., Combrink C.* Soil Structure and Organic Matter: I. Distribution of Aggregate-Size Classes and Aggregate-Associated Carbon // Soil Sci. Soc. Am. J. 2000. V. 64. № 2. P. 681–689.
https://doi.org/10.2136/sssaj2000.642681x

45. *Smith A.P., Marín-Spiotta E., de Graaff M.A., Balser T.C.* Microbial community structure varies across soil organic matter aggregate pools during tropical land cover change // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 77. P. 292–303.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.05.030

46. *Smucker A.J.M., Park E.J., Dorner J., Horn R.* Soil micropore development and contributions to soluble carbon transport within macroaggregates // Vadose Zone J. 2007. V. 6. P. 282–290.
https://doi.org/10.2136/vzj2007.0031

47. *Tian J., Pausch J., Yu G., Blagodatskaya E., Gao Y., Kuzyakov Y.* Aggregate size and their disruption affect ^{14}C-labeled glucose mineralization and priming effect // Applied Soil Ecology. 2015. V. 90. P. 1–10.
https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2015.01.014

48. *Tisdall J.M., Oades J.M.* Organic matter and water-stable aggregates in soils // J. Soil Sci. 1982. V. 33. P. 141–163. https://doi.org/10.1111/j.1365–2389.1982.tb01755.x

49. *Totsche K.U., Amelung W., Gerzabek M.H., Guggenberger G., Klumpp E., Knief C., Lehndorff E., Mikutta R., Peth S., Prechtel A., Ray N., Kögel-Knabner I.* Microaggregates in soils // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2018. V. 181. P. 104–136. https://doi.org/10.1002/jpln.201600451

50. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H.* Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // Eur. J. Soil Sci. 2006. V. 57. № 4. P. 426–445. https://doi.org/10.1111/j.1365–2389.2006.00809.x

51. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ludwig B., Matzner E., Flessa H., Ekschmitt K., Guggenberger G., Marschner B., Kalbitz K.* Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: development and application of a conceptual model // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2008. V. 171. P. 111–124. https://doi.org/10.1002/jpln.200700047

Relationships between the Size of Aggregates, Particulate Organic Matter Content and Plant Residues Decomposition in the Soil

V. M. Semenov[1, *], T. N. Lebedeva[1], N. B. Pautova[1], D. P. Khromychkina[1], I. V. Kovalev[2], and N. O. Kovaleva[2]

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

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

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

The distribution of total (C_{opr}), particulate organic matter (C_{POM}) and potentially mineralizable organic matter (C_0) in mega– (10–5, 5–2 mm), macro– (2–0.25 mm) and microaggregates (<0.25 mm) isolated by dry sieving in the samples of gray and agrogray soils (Greyzemic Phaeozems (Albic, Aric)) of different land uses was investigated. The highest C_{org} content was recorded in soils under forest and meadow in mega–aggregates 5–2 mm in size (43 and 37% of the whole sample, respectively), while in the arable soil, it was in the macro–aggregate fraction (45%). In uncultivated soil C_{POM} was accumulated mainly in mega–aggregates (65–72% of C_{POM} in the whole sample), and in the arable soil it was distributed equally among mega–aggregates and macro–aggregates (46–45%). The fine (0.25–0.05 mm) C_{POM} subfraction in uncultivated and arable soils contained 1.3 and 2.3 times more carbon than the coarse (2–0.25 mm) C_{POM} subfraction, respectively. The content of C_0 in the aggregates correlated with the C_{POM} and with the C_{org}. Decomposition of plant residues with a wide C : N ratio in the gray soil increased with the decrease of aggregate size. The latter did not affect the decomposition of plant residues with a low C: N ratio. The effect of aggregate size on the decomposition rate was important mainly on the early stages of this process.

Keywords: organic carbon, particulate organic matter, potentially mineralizable pool, mineralization, physical fractionation

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 444–462

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

МИКРОБНАЯ БИОМАССА, ЗАПАСЫ УГЛЕРОДА И ЭМИССИЯ CO_2 В ПОЧВАХ ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА: ВЫСОКОАРКТИЧЕСКИЕ ТУНДРЫ ИЛИ ПОЛЯРНЫЕ ПУСТЫНИ?

© 2020 г. Д. А. Никитин[a], *, Л. В. Лысак[b], Н. С. Мергелов[c], А. В. Долгих[c], Э. П. Зазовская[c], С. В. Горячкин[c]

[a] *Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия*

[b] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

[c] *Институт географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: dimnik90@mail.ru*

Поступила в редакцию 23.07.2019 г.
После доработки 20.08.2019 г.
Принята к публикации 27.11.2019 г.

В мерзлотных почвах архипелага Земля Франца-Иосифа – псаммоземах (Cryosols (Arenic)), пелоземах (Cryosols (Loamic)), криоземах (Oxyaquic Cryosols), литоземах (Leptosols (Loamic)) и серогумусовых (Cryosols (Loamic, Humic)) – проведено исследование биомассы прокариот и грибов, запасов общего органического углерода, а также эмиссии CO_2. Больше всего запасы углерода оказались в литоземах грубогумусированных в условиях защиты от сильных ветров (23.2 кг С/м^2 в верхнем полуметровом слое), а также в пелоземах и псаммоземах, содержащих погребенное криотурбациями органическое вещество (13.7 и 20.7 кг С/м^2 соответственно). Численность прокариот в исследованных почвах Земли Франца-Иосифа составляет от 0.14 до 2.10 млрд кл./г почвы. Максимальные значения биомассы прокариот характерны для подстилочно-торфяных горизонтов. В 80% случаев доля спор составляет более половины суммарной биомассы грибов. Споры и мицелий преимущественно представлены мелкими формами диаметром до 2–3 мкм. Длина грибного мицелия в образцах колеблется от 4 до 272 м/г почвы. Максимальное развитие грибов отмечено в лишайниковых корочках и моховых очесах, экспоненциально снижаясь с увеличением глубины горизонта. Одновременно с глубиной в микробной биомассе в несколько раз возрастает и доля прокариот. В почвах наиболее экстремальных экосистем высокоарктических пустошей на микробную биомассу приходится бóльшая доля в общем углероде по сравнению с почвами местных высокоарктических тундр (12.7 против 2.5%). Уровни эмиссии CO_2 с поверхности ненарушенных почв варьируют в диапазоне 1.6–91.7 мг С–CO_2/(м^2 ч) и различаются между высокоарктическими тундрами и пустошами в десятки раз. По запасам углерода и эмиссии CO_2 исследованные почвы близки к почвам арктических тундр, а по некоторым характеристикам концентрации и распределения прокариот и грибов близки к почвам Антарктиды и жарких пустынь.

Ключевые слова: Высокая Арктика, углеродный цикл, прокариоты, грибы, функционирование, экстремальные условия, криогенные процессы

DOI: 10.31857/S0032180X20040115

ВВЕДЕНИЕ

В исследовании природы полярных регионов существует немало вопросов. Один из них – проблема зональности Арктики [4]. Разные подходы к зональности воплотились и в недавно изданном Национальном атласе Арктики [27]. Если самая высокоширотная зона на карте почвенно-географического районирования названа “арктической зоной (высокоарктической тундропустошью)”, то на карте растительности она уже определена как “высокоарктические тундры”, а на карте зон и типов поясности она отнесена к зоне тундр и названа “подзоной высокоарктических тундр (полярных пустынь)”. При оценке ландшафтной структуры территории Российской Арктики самая высокоширотная область делимитирована так же, как и на предыдущих картах, но отнесена она к “арктическим (полярным) пустыням”. Такая разница в подходах и представлениях и решение проблемы зональности Арктики требует современных и глубоких исследований всех компонентов экосистем, особенно биологической составляющей почв.

Почвы самого северного в России и в восточном полушарии архипелага Земля Франца-Иосифа (**ЗФИ**), которые всеми исследователями однозначно отнесены к самой высокоширотной

области Арктики, практически не изучались на протяжении шести десятилетий (с 1950 по 2010 гг.). После фундаментальных исследований Говорухи и Михайлова [25, 26] наступил длительный перерыв вплоть до организации Национального парка "Русская Арктика" и проекта "Арктический плавучий университет", которые создали инфраструктуру для всестороннего изучения различных компонентов экосистем ЗФИ, включая почвы и микроорганизмы, населяющие их [1, 3, 4, 20, 29, 48, 56].

Несмотря на интенсификацию работ, почвы ЗФИ остаются новыми объектами для изучения специалистами практически любого направления почвоведения и экологии. Актуальность их исследования постоянно возрастает из-за обостренной реакции полярных экосистем ЗФИ на глобальные изменения климата. Целостная картина строения почвенного покрова архипелага, так же, как и всей высокоширотной части Арктики, еще не составлена [4]. Недавние исследования в рамках экспедиций "Арктического плавучего университета" показали, что почвенный покров островов Алджер, Гукера, Земля Александры, Ферсмана и Хейса имеет мозаичное строение [6], которое определяется не столько широтным положением островов, сколько сложившимися на них местными условиями. На изученных участках соседствуют почвы высокоарктических тундр с развитыми подстилками и/или гумусовыми горизонтами и почвы высокоарктических пустошей, с органогенными горизонтами в виде тонкой криптогамной биопочвенной корки (biological soil crust [56]) с редким присутствием сосудистых растений, обладающих очень разреженными корневыми системами. Почвы ЗФИ часто переувлажнены, иногда криотурбированы, а процессы аридного почвообразования в них пока не обнаружены. В связи с этим мы предложили использовать термин "пустошь" и отказаться от термина "полярная пустыня" в данном конкретном случае [4].

Из-за малой мощности растительного покрова в высокой Арктике, микроорганизмы могут выступать в роли биоты, наиболее активно участвующей в биогеохимических циклах и почвообразовании [42, 51]. Полярные экосистемы характеризуются относительно небольшим количеством компонентов, поэтому удобны для изучения почвенного микробиома [44]. По нашим данным, микробиологические исследования на ЗФИ касались лишь микобиоты и носили эпизодический характер [15, 24, 29]. Причем внимание микологов на архипелаге уделялось в основном лишайникам и макромицетам [9, 24], а по микроскопическим грибам опубликовано всего три работы [15, 16, 39]. На настоящий момент нам не известны работы по оценке реальной численности микроорганизмов в почвах ЗФИ на основе прямых микробиологических методов.

Задача настоящей работы – охарактеризовать на различных островах ЗФИ состояние таких почвенных параметров, как запасы и структура микробной биомассы, общее содержание органического углерода, а также почвенное дыхание (эмиссия CO_2 с поверхности почвы). Эти характеристики часто взаимосвязаны и весьма чувствительны к климатическим изменениям, активно затрагивающим экосистемы островов ЗФИ, поэтому важно зафиксировать их текущее состояние. Кроме того, значения таких параметров, как запасы органического вещества и почвенное дыхание важны для решения указанной выше проблемы зональности Арктики.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования почвенного покрова и отбор образцов проводили во второй половине июля 2017 г. в рамках экспедиции Арктического плавучего университета. Расположение островов, координаты разрезов, морфологический облик и классификационный статус почв [6, 45] представлены на рис. 1. Подробное описание разрезов приведено в нашей предыдущей публикации [6]. Почвенный покров на ключевых участках пяти островов ЗФИ представлен чередованием псаммоземов глееватых/Turbic Cryosol (Arenic) (пустоши на о. Алджер), псаммоземов криотурбированных мерзлотных/Turbic Cryosol (Humic) и серогумусовых грубогумусированных мерзлотных почв/Haplic Cryosol (Humic) (тундры о. Ферсмана), псаммоземов глеевых/Reductaquic Cryosol (Arenic), псаммоземов мерзлотных брюнифицированных/Haplic Cryosol (Arenic) и криоземов глееватых/Oxyaquic Cryosol (Arenic) (тундры и пустоши о. Хейса), литоземов грубогумусированных/Eutric Leptosol (Loamic, Humic) и серогумусовых почв/Skeletic Leptosol (Loamic, Humic) (тундры о. Гукера), литоземов грубогумусовых мерзлотных/Skeletic Oxyaquic Cryosol (Loamic, Humic), серогумусовых мерзлотных/Oxyaquic Cryosol (Loamic, Humic) и серогумусовых перегнойно-грубогумусированных почв/Oxyaquic Cryosol (Loamic, Humic), а также пелоземов перегнойных криотурбированных/Oxyaquic Turbic Cryosol (Loamic, Humic) (тундры о. Земля Александры).

Образцы в полевых условиях отбирали методом усреднения пяти единичных проб. Предназначенные для микробиологических исследований образцы хранились в стерильных емкостях при температуре –18°C сначала в морозильной камере на судне "Профессор Молчанов", а затем в лаборатории. Содержание и запасы углерода определяли для всех разрезов, представленных на рис. 1. Материал для микробиологических исследований отобрали из меньшего числа разрезов: ZFI-A-01 (псаммозем глееватый, о. Алджер), ZFI-F-02 (серогумусовая грубогумусированная мерзлотная почва, о. Фер-

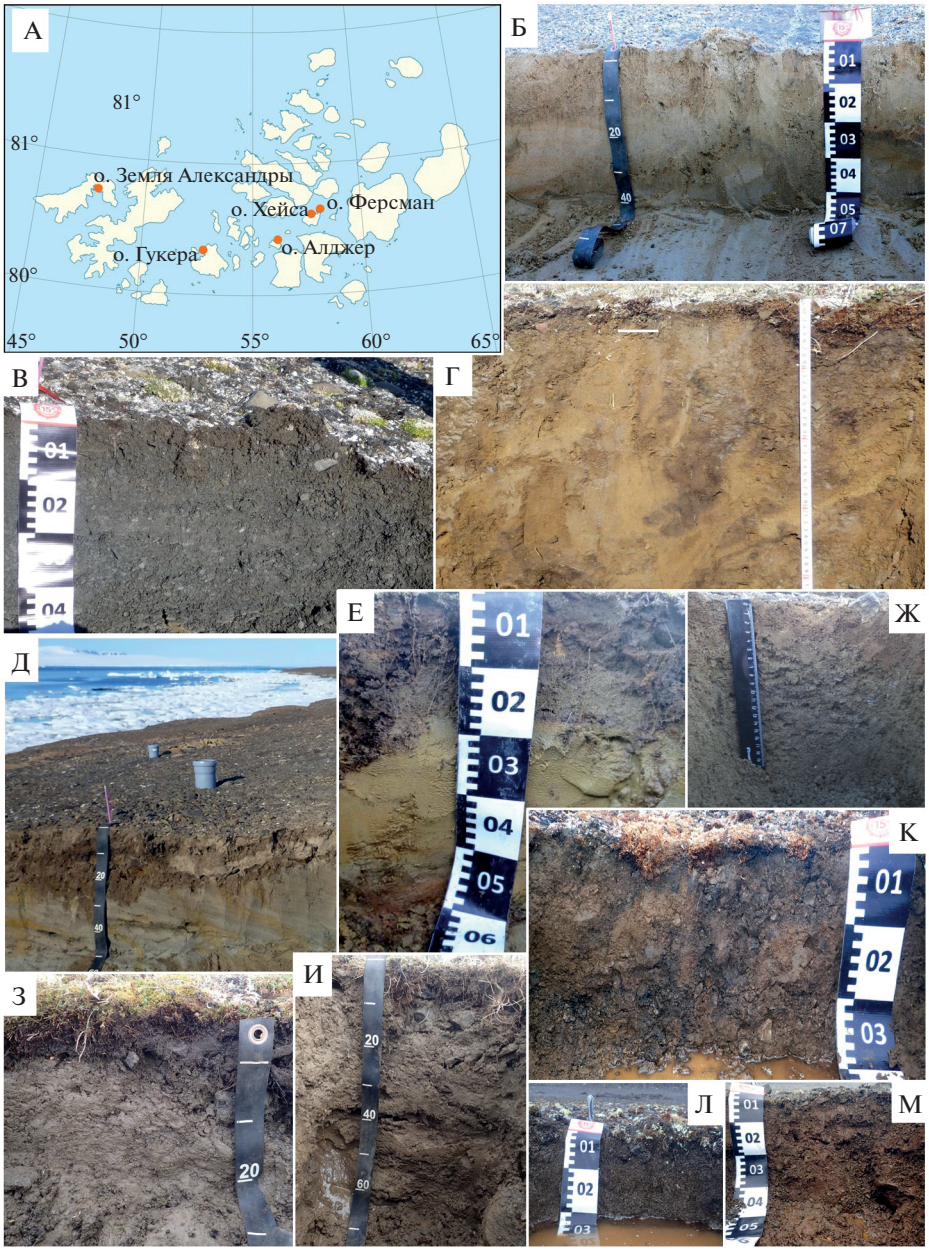

Рис. 1. Объекты исследования: А – расположение точек исследования на пяти островах ЗФИ; Б – о. Алджер, разрез ZFI-A-01, 80°21′34.5″ N, 56°13′20.2″ E, псаммозем глееватый/Turbic Cryosol (Arenic); В – о. Ферсмана, разрез ZFI-F-02, 80°37′43.4″ N, 57°58′42.4″ E, серогумусовая грубогумусированная мерзлотная/Haplic Cryosol (Humic); Г – о. Ферсмана, разрез ZFI-F-03, 80°37′46.9″ N, 57°58′40.4″ E, псаммозем криотурбированный мерзлотный/Turbic Cryosol (Humic); Д– о. Хейса. мыс Зенит, разрез ZFI-H-04, 80°36′47.6″ N, 57°29′45.9″ E, псаммозем глеевый мерзлотный/Reductaquic Cryosol (Arenic); Е – о. Хейса, мыс Зенит, разрез ZFI-H-05, 80°36′47.4″ N, 57°29′38.4″ E, криозем глееватый/Oxyaquic Cryosol (Arenic); Ж – о. Хейса, мыс Зенит, разрез ZFI-H-06, 80°36′42.4″ N, 57°29′37.5″ E, псаммозем мерзлотный (брюнифицированный)/Haplic Cryosol (Arenic); З – о. Гукера, Бухта Тихая, разрез ZFI-HK-08, 80°20′18.1″ N, 52°47′07.9″ E, литозем грубогумусированный/Eutric Leptosol (Loamic, Humic); И – о. Гукера, Бухта Тихая, разрез ZFI-HK-09, 80°20′18.5″ N, 52°47′09.4″ E, серогумусовая/Skeletic Leptosol (Loamic, Humic); К – о. Земля Александры, мыс Мелехова, разрез ZFI-AX-10, 80°42′59.9″ N, 47°53′33.8″ E, литозем грубогумусовый мерзлотный/Skeletic Oxyaquic Cryosol (Loamic, Humic); Л – о. Земля Александры, мыс Мелехова, разрез ZFI-AX-11, 80°43′01.5″ N, 47°53′28.2″ E, серогумусовая мерзлотная/Oxyaquic Cryosol (Loamic, Humic); М – о. Земля Александры, мыс Мелехова, разрез ZFI-AX-12, 80°43′03.3″ N, 47°53′45.3″ E, пелозем перегнойный криотурбированный/Oxyaquic Turbic Cryosol (Loamic, Humic).

смана), ZFI-F-03 (псаммозем криотурбированный мерзлотный, о. Ферсмана), ZFI-H-04 (псаммозем глеевый мерзлотный, о. Хейса), ZFI-H-05 (криозем глееватый, о. Хейса), ZFI-HK-08 (литозем грубогумусированный, о. Гукера), ZFI-AX-10 (литозем грубогумусовый мерзлотный, о. Земля

Александры). Эмиссию диоксида углерода с поверхности почвы измеряли для каждой ландшафтной фации, в рамках которой закладывался разрез.

Содержание углерода и азота определяли методом сухого сжигания на CNSH-анализаторе Vario Isotope.

Запасы углерода рассчитывали для каждого горизонта отдельно с учетом его мощности и объемной плотности. При подсчете суммарных запасов элемента в педоне результаты складывали по горизонтам. Для стандартизации результатов, а также учитывая среднюю мощность почвенного профиля на островах ЗФИ, запасы пересчитывали на глубину 50 см. Запасы азота не рассчитывали, так как при относительно низком содержании элемента это может привести к искажению результатов.

Почвенную эмиссию диоксида углерода измеряли прямоточным методом закрытых камер с помощью портативного инфракрасного CO_2-газоанализатора, выполненных на основе датчиков AZ 77532 (Temp-CO_2) (Тайвань), калиброванного по портативному инфракрасному CO_2-анализатору Li-8100 (LiCor Corp, США). Для проведения замеров почвенной эмиссии на каждом изучаемом объекте в почву на глубину 2–4 см вкапывали по 5–10 цилиндрических ПВХ-оснований, площадью 90 см^2 объемом около 1–2 л, на расстоянии от 3 до 10 м друг от друга. При установке избегали попадания внутрь оснований крупной растительности (кустарничков), а также удаляли надземные части травянистых растений и верхнюю часть мохово-лишайникового покрова. Для перемешивания воздуха внутри камер использовали встроенные вентиляторы. Основания врезали на глубину 2–3 см за 1 ч до начала измерений, после чего проводили замер эмиссии CO_2 в течение 3 мин на каждом из оснований. Всего за период исследований было проведено 70 единичных измерений почвенного дыхания на 16 ключевых участках. Одновременно проводили измерение температуры приземного слоя воздуха и почв на глубинах 1 и 10 см карманным электронным термометром с датчиком на кабеле HI98509 Checktemp-1 (Hanna Instruments, США), а также влажности почв влагомером HH-2 ML3-Kit Thetakit (Delta-T, Великобритания). Статистическую обработку данных и расчеты проводили с помощью пакета Microsoft Excel.

Биомасса прокариот. Общую численность прокариот определяли с помощью метода прямой микроскопии с использованием люминесцентного микроскопа Zeiss Axioskop 2 plus (Германия) (объектив ×100, масляная иммерсия).

Данный метод сводится к тому, что приготовленные из почвенной суспензии препараты окрашиваются красителем акридином оранжевым [30]. Пробу почвы (растительного материала) массой 1 г помещали в колбу со 100 мл стерильной воды. Для десорбции клеток с поверхности почвенных частиц почвенную суспензию обрабатывали ультразвуком, используя прибор УДНЗ-1 (2 мин, 22 кГц, 0.44 А).

Последующую окраску препаратов акридином оранжевым проводили по следующей методике [10]: на стекло наносили 10 мкл суспензии и распределяли по площади 2 × 2 см^2, затем стекло фиксировали в пламени горелки и окрашивали акридином оранжевым (в соотношении красителя и воды 1 : 10000, 2–4 мин) непосредственно перед просмотром под микроскопом с УФ-источником света. Из каждого образца готовили 6 препаратов, в каждом из которых подсчитывали клетки в 30 полях зрения. Расчет количества бактериальных клеток на 1 г субстрата производили по формуле:

$$N = S_1 a\, n / V S_2 C,$$

где N – число клеток на 1 г субстрата; S_1 – площадь препарата, мкм^2; a – количество клеток в одном поле зрения, усреднение производится по всем препаратам; n – показатель разведения бактериальной смеси, мл; V – объем капли, наносимой на стекло, мл; S_2 – площадь поля зрения микроскопа, мкм^2; C – навеска субстрата, 1 г.

Биомасса грибов. Численность грибных пропагул и длину грибного мицелия определяли методом люминесцентной микроскопии на микроскопе Zeiss Axioskop 2 plus (Германия) при увеличении 400.

Препараты почвенной суспензии (разведение 1 : 100) окрашивали флуоресцентным красителем калькофлуором белым (КБ) [30]. Десорбцию клеток с почвы проводили при помощи вортекса MSV-3500 (Латвия) при скорости 3500 об./мин в течение 10 мин.

На стекло наносили 10 мкл суспензии и распределяли по площади 2 × 2 см^2, затем стекло фиксировали в пламени горелки и окрашивали КБ (в соотношении красителя и воды 1 : 10000, 15–20 мин) непосредственно перед просмотром под микроскопом с УФ-источником света. Из каждого образца готовили три препарата, на каждом из которых подсчитывали клетки в 90 полях зрения. Расчет количества грибных клеток на 1 г субстрата производили по формуле:

$$M = ((4an)/p) \times 10^{10},$$

где M – количество клеток в 1 г почвы; a – среднее число клеток в поле зрения; p – площадь поля зрения, мкм^2; n – показатель разведения.

Длину грибного и актиномицетного мицелия в 1 г образца определяли по формуле:

$$\mathrm{NMA} = S_1 an / v S_2 c \times 10^6,$$

Таблица 1. Углерод и азот в почвах некоторых островов ЗФИ

Горизонт	Глубина, см	C, %	N, %	C/N	Плотность почвы, г/см^3	Запасы C, кг/м^2
О. Алджер. Разрез ZFI-A-01. Псаммозем глееватый						
W, трещина	0–1	1.54	0.08	19	0.8	0.1
WCf, полигон	0–2	0.19	0.02	10	0.8	<0.1
Cf, полигон	2–13	0.08	0.01	8	1.3	0.1
Cf, трещина	20–22	1.03	0.03	34	1.3	1.6
Cg, трещина	13–45	0.08	0.01	8	1.4	0.4
Cg, трещина	13–45	0.06	0.01	12	1.4	0.3
О. Ферсмана. Разрез ZFI-F-02. Серогумусовая грубогумусированная мерзлотная почва						
Корка лишайника	0.3–0	6.29	0.41	15	1.0	0.2
AY	0–5	1.04	0.07	15	0.7	0.4
AC	5–17	0.87	0.06	15	1.0	1.0
C	17–40	1.11	0.07	16	1.2	3.1
О. Ферсмана. Разрез ZFI-F-03. Псаммозем криотурбированный мерзлотный						
Oao	0–2	27.9	1.13	25	0.6	3.4
Корка	0–5	3.18	0.28	11	1.0	1.6
W	2–5	1.29	0.13	10	1.0	0.4
W@	2–5(10)	1.55	0.15	10	0.9	0.8
[AO1]@	10–30(35)	3.76	0.35	11	0.9	7.5
BC@,h	5–35(45)	0.79	0.08	10	0.9	2.5
[AO2]@	35–48	5.87	0.55	11	1.0	7.6
D	46–48	0.80	0.05	16	1.2	0.2
О. Хейса. Разрез ZFI-H-04. Псаммозем глеевый мерзлотный						
W	0–5	0.49	0.10	5	0.9	0.2
Корка лишайника	0–3	3.22	0.21	15	1.0	1.0
W	1–2	1.34	0.13	10	1.0	0.1
Cg	20–25	0.06	0.01	6	1.2	<0.1
C2g	40–50	0.09	0.01	6	1.2	0.1
О. Хейса. Разрез ZFI-H-05. Криозем глееватый						
Oao	3–0	3.07	0.21	14	0.6	0.6
W	0–5	0.44	0.05	10	0.9	0.2
Bg	5–15	0.13	0.04	3	1.2	0.2
CR	15–20	0.08	0.01	9	1.2	<0.1
2CR	20–50	0.09	0.01	6	1.1	0.3
О. Хейса. Разрез ZFI-H-06. Псаммозем мерзлотный (брюнифицированный)						
WC	0–2	0.20	0.02	10	0.9	<0.1
C1	2–10	0.99	0.01	99	1.2	1.0
C2	10–(20)	1.82	0.01	364	1.2	2.2
О. Гукера. Разрез ZFI-HK-08. Литозем грубогумусированный						
O	0–5	30.66	1.69	18	0.6	9.2
AYao	5–6(10)	3.69	0.36	10	0.9	1.0
BC	6(10)–15	1.46	0.17	8	1.2	1.2
BC2	15–30	1.27	0.12	11	1.3	2.5
О. Гукера. Разрез ZFI-HK-09. Серогумусовая почва						
AY	0–5	2.73	0.25	11	0.8	1.1
BC2	2–5	0.61	0.06	10	1.1	0.2

Таблица 1. Окончание

Горизонт	Глубина, см	C, %	N, %	C/N	Плотность почвы, г/см^3	Запасы C, кг/м^2
BC1	5–20	0.63	0.06	10	1.1	1.0
BC3	40–60	0.35	0.03	11	1.2	0.8
О. Земля Александры. Разрез ZFI-AX-10. Литозем грубогумусовый мерзлотный						
O	0–2	–	–	–	–	–
AO	2–8	1.11	0.09	12	0.8	0.5
BC	8–15	0.63	0.06	11	1.2	0.5
BC	15–25	0.45	0.04	11	1.3	0.6
О. Земля Александры. Разрез ZFI-AX-11. Серогумусовая мерзлотная почва						
O	0–1	–	–	–	–	–
AY	1–5	0.42	0.04	11	0.8	0.1
BC	5(10)–20	0.19	0.02	10	1.3	0.3
BC	20–35	0.19	0.02	10	1.3	0.4
О. Земля Александры. Разрез ZFI-AX-12. Пелозем перегнойный криотурбированный, *полигон*						
Oao	0–2	27.85	1.56	18	0.7	3.9
AOw	2–3	1.79	0.14	13	0.9	0.2
BC1	3–15	0.67	0.07	10	1.3	1.0
BC2	15–30	0.51	0.05	10	1.3	1.0
О. Земля Александры. Разрез ZFI-AX-12. Пелозем перегнойный криотурбированный, *трещина*						
O	0–2	–	–	–	–	–
OT(AO)	2–5	4.37	0.48	9	0.6	0.8
AT1@	5–15	3.55	0.31	11	0.8	2.8
AT2@	15–50	3.38	0.32	11	0.8	4.1

где NMA – длина мицелия, м; S_1 – площадь препарата, мкм^2; a – средняя длина фрагментов мицелия в поле зрения, мкм; n – показатель разведения суспензии, мл; v – объем капли, наносимой на стекло, мл; v – объем капли, наносимой на стекло, мл; S_2 – площадь поля зрения микроскопа, мкм^2; c – навеска образца, г.

Расчет грибной биомассы (мг/г почвы) проводили, полагая, что плотность спор равна 0.837 г/см^3, а плотность мицелия – 0.628 г/см^3 [30].

Содержание грибной биомассы на грамм сухой почвы рассчитывали с учетом ее влажности. Статистическую обработку данных осуществляли с помощью программ Microsoft Office Excel 2016 и Statistica 8.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Почвенный углерод и азот. В исследованных псаммоземах, пелоземах, криоземах, литоземах и серогумусовых почвах пяти островов самого северного в восточном полушарии архипелага содержится значительное количество углерода (табл. 1), что, в целом, соответствует их морфологическому портрету (цвету и мощности органогенных горизонтов, наличию погребенного органического вещества) и контрастирует с имеющимися ранее представлениями – в Национальном атласе Арктики (2017) на карте “Запасы органического углерода в почвах и торфах” запасы на всей ЗФИ для глубины 0–100 см, то есть в 2 раза глубже, чем наши расчеты, оценены как менее 40 т/га, что соответствует <4 кг C/м^2. Распределение содержания углерода по профилю чаще имеет аккумулятивный характер с максимальными значениями в поверхностных органогенных горизонтах и варьирует в очень широком диапазоне 0.42–30.66%. Варьирование в наибольшей степени связано с неоднородностью растительного покрова как внутри отдельных островов, так и между ними: от тонких лишайниковых, водорослевых и цианобактериальных корочек (0.42–3.22% C) до мощных моховых покровов или парцелл с преобладанием злаков (2.73–30.66% C). В минеральных горизонтах содержится от сотых долей до нескольких процентов углерода (максимальное значение 5.87%). В пяти из 12 изученных разрезов аккумулятивное рас-

пределение нарушается, и вторые пики в содержании углерода приходятся либо на центральную, либо на надмерзлотную части профиля, что объясняется активными процессами криогенного массообмена. Кроме того, наблюдаются закономерности в латеральном распределении углерода характерные для тундр в связи с комплексностью их почвенного покрова (повышенное накопление углерода в мерзлотных трещинах). Содержание углерода между полигоном и трещиной может отличаться на порядок, например, в пелоземе перегнойном криотурбированном в высокоарктической тундре на о. Земля Александры (разрез ZFI-AX-12) или на два порядка – в псаммоземе глееватом в высокоарктической пустоши на о. Алджер (разрез ZFI-A-01).

Абсолютные значения содержания азота невысокие, но соотношение C/N за редким исключением (разрез ZFI-H-06, о. Хейса) остается в узком интервале: <25 – для поверхностных органогенных горизонтов, 3–16 – для минеральных и 11–34 – для погребенных горизонтов и линз, обогащенных органическим веществом вследствие процессов криогенного массообмена.

Значения запасов углерода в минеральной толще часто превышают таковые в поверхностных органогенных горизонтах (то есть тенденция обратна содержанию элемента). Это является объективным следствием как особенностей расчета – минеральная толща имеет бóльшую мощность, а ее горизонты, как правило, обладают бóльшей объемной плотностью, так и природных процессов, например, поступления органического вещества в минеральные горизонты за счет криогенных механизмов.

Для всех разрезов на пяти островах ЗФИ рассчитаны суммарные запасы углерода, стандартизированные на глубину 50 см (рис. 2). Больше всего углерода содержат литоземы грубогумусированные на о. Гукера (23.2 кг C/м^2). Также высокие значения запасов углерода характерны для почв максимально подверженных процессам криогенного массообмена, а именно пелоземов перегнойных криотурбированных на о. Земля Александры и псаммоземов криотурбированных мерзлотных на о. Ферсмана, которые содержат в полуметровом деятельном слое 13.7 и 20.7 кг C/м^2 соответственно. Это указывает на то, что даже в таких высокоширотных ландшафтах, как ЗФИ, возможен важный в экологическом смысле процесс накопления почвенного углерода в подповерхностных горизонтах, в том числе его глубокое захоронение в результате криогенного массообмена. Данные по запасам углерода подтверждают наши полевые мезоморфологические наблюдения, зафиксировавшие многочисленные темноцветные линзы погребенного органического вещества, представленного преимущественно криогенно-измельченным детритом. Кроме того, высокие значения запасов почвенного углерода служат дополнительным аргументом в пользу отнесения многих ландшафтов ЗФИ к высокоарктическим тундрам, а не к арктическим пустыням. Как было сказано выше, на ЗФИ участки тундр чередуются с участками пустошей, а почвенный покров приобретает мозаичное строение. Примером почв пустошей служат псаммоземы глееватые на о. Алджер, в которых запасы углерода в полуметровом слое уже на порядок меньше – всего 2.0 кг C/м^2. Это во многом связано с локальными факторами, а именно с влиянием расположенного на острове ледника и регулярной денудацией песчаного материала на незащищенных от ветра обширных морских террасах (рис. 2). Последнее препятствует формированию органогенных горизонтов на поверхности за исключением тонких криптогамных корочек.

Таким образом, значения содержания и запасов углерода, а также содержания азота и соотношения C/N характеризуют пул этих элементов в почвах ЗФИ как, в целом, благоприятный для функционирования биоты, в том числе прокариот и грибов. Для почв ЗФИ этот ресурсный фактор, видимо, не является в значительной мере лимитирующим (локально – да). Скорее ограничения связаны с доступностью элементов при их достаточном общем количестве, а также с низкими температурами и неравномерным увлажнением субстрата.

Биомасса прокариот. Бактерии и археи дают значимый вклад в запасы органического вещества некоторых почв полярных регионов [18], поэтому учет почвенных прокариот необходим для характеристики пула углерода и азота наземных арктических экосистем. Прокариоты являются неотъемлемым компонентом последних и участвуют во всех стадиях: от биогеохимических циклов углерода, азота и других химических элементов, до формирования гумусовых веществ и структуры почвы [7].

Численность и биомасса прокариот почв ЗФИ (табл. 2) в некоторых случаях отличается более чем на порядок, что в значительной мере связано с локальными экологическими условиями. Минимальные значения прокариотной биомассы выявлены в минеральных горизонтах псаммозема глееватого на о. Алджер (0.0029 мг/г в горизонте Cf и 0.0033 мг/г в горизонте Cg), а максимальные (0.0434 мг/г) – в мохово-лишайниковой подстилке литозема грубогумусового мерзлотного на о. Земля Александры.

В целом, прокариотные сообщества исследованных почв ЗФИ характеризуются низкими показателями общей численности клеток (0.14–2.10 млрд кл./г) и длины актиномицетного мицелия (<230 м/г). Максимальные значения этих показателей приурочены к верхним гумусированным горизонтам и моховым/лишайниковым подстил-

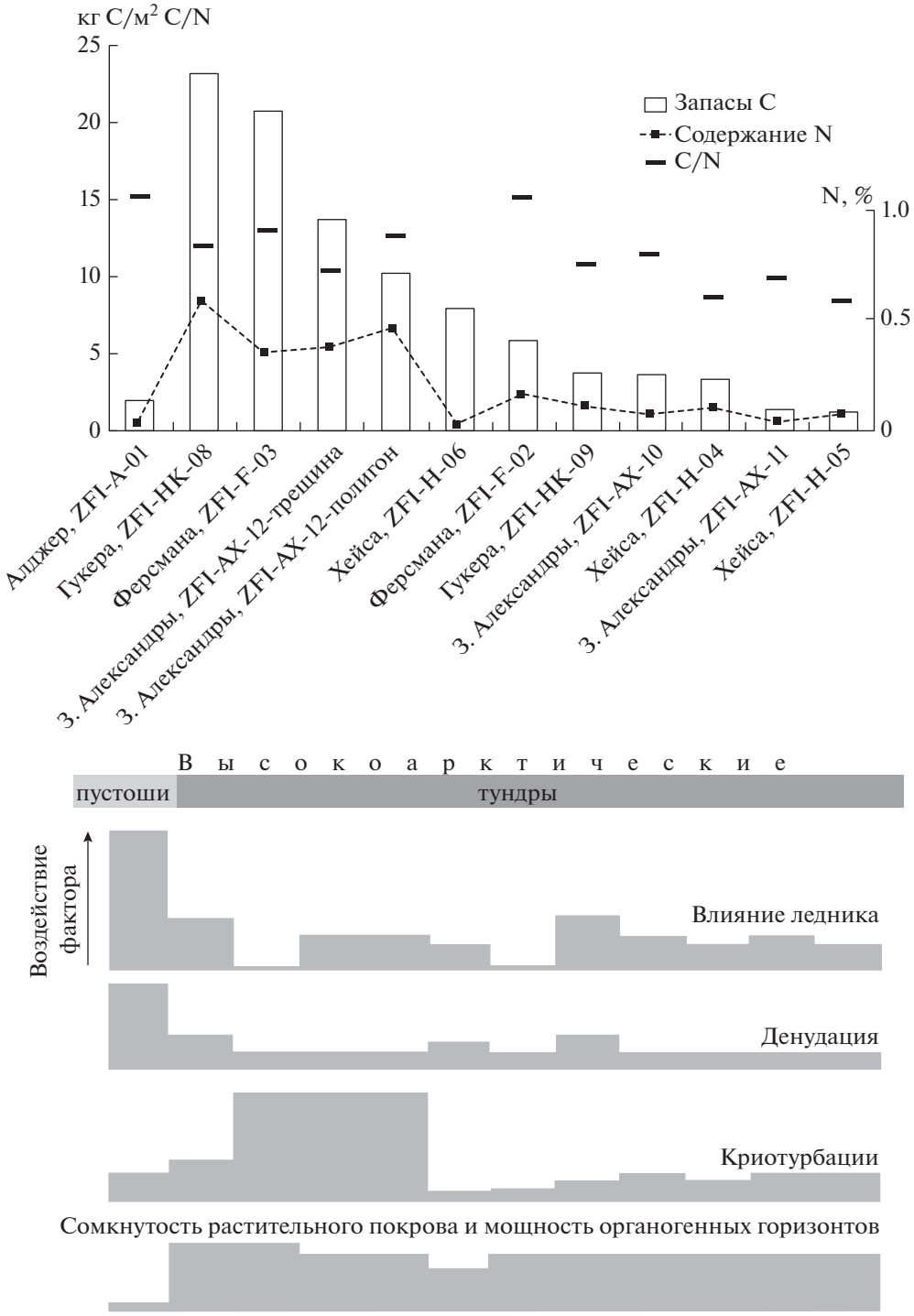

Рис. 2. Углерод и азот в почвах высокоарктических тундропустошей ЗФИ (приведены средние значения содержания азота и отношения C/N в почве, запасы азота не рассчитывались, так как при низком содержании элемента это может привести к искажению результатов).

кам. Также наблюдается некоторое увеличение обоих показателей в нижних горизонтах. Общая численность прокариот в исследованных образцах на порядок меньше, чем в почвах умеренного пояса [30, 33], однако в большинстве случаев сопоставима со значениями в почвах Восточной Антарктиды [28, 31], а также в верхних горизонтах почв пустынь Гибсона, Мохаве, Сахара [2, 34, 37, 38]. Лишь в органогенных горизонтах псаммозема глеевого мерзлотного на о. Хейса и литозема гру-

Таблица 2. Общая численность и биомасса прокариот, длина актиномицетного мицелия в почвах ЗФИ (± погрешность, доли %)

Горизонт	Глубина, см	Общая численность прокариот, млрд кл./г почвы	Биомасса прокариот, мг/г почвы	Длина актиномицетного мицелия, м/г почвы
О. Алджер. Разрез ZFI-A-01. Псаммозем глееватый				
W	0–1	0.67 ± 0.03	0.0140 ± 0.0016	100 ± 14
C_f	2–13	0.14 ± 0.01	0.0029 ± 0.0003	100 ± 13
C_f	20–22	0.30 ± 0.02	0.0062 ± 0.0006	50 ± 7
C_g	13–45	0.16 ± 0.01	0.0033 ± 0.0003	25 ± 3
О. Ферсмана. Разрез ZFI-F-02. Серогумусовая грубогумусированная мерзлотная почва				
Корка лишайника	0.3–0	0.73 ± 0.03	0.0151 ± 0.0017	40 ± 6
AY	0–5	0.45 ± 0.02	0.0093 ± 0.0011	100 ± 15
AC	5–17	0.26 ± 0.02	0.0054 ± 0.0006	0
C	17–40	0.23 ± 0.01	0.0048 ± 0.0005	70 ± 9
О. Ферсмана. Разрез ZFI-F-03. Псаммозем криотурбированный мерзлотный				
O_{ao}	0–2	0.59 ± 0.03	0.0122 ± 0.0014	230 ± 33
W	2–5	0.66 ± 0.03	0.0136 ± 0.0016	25 ± 2
$W_@$	2–5(10)	0.31 ± 0.02	0.0064 ± 0.0006	25 ± 3
О. Хейса. Разрез ZFI-H-04. Псаммозем глеевый мерзлотный				
W	0–5	1.20 ± 0.05	0.0248 ± 0.0029	0
Корка лишайника	0–3	1.96 ± 0.09	0.0405 ± 0.0047	0
W	1–2	1.30 ± 0.06	0.0268 ± 0.0031	0
C_g	20–25	0.44 ± 0.02	0.0091 ± 0.0011	25 ± 3
C_{2g}	40–50	0.72 ± 0.03	0.0149 ± 0.0017	0
О. Гукера. Разрез ZFI-HK-08. Литозем грубогумусированный				
O	0–5	0.74 ± 0.03	0.0153 ± 0.0018	220 ± 31
AY_{ao}	5–6(10)	0.58 ± 0.02	0.0112 ± 0.0013	80 ± 11
BC	6(10)–15	0.95 ± 0.04	0.0197 ± 0.0023	24 ± 2
BC_2	15–30	0.34 ± 0.02	0.0070 ± 0.0008	25 ± 3
О. Земля Александры. Разрез ZFI-AX-10. Литозем грубогумусовый мерзлотный				
O	0–2	2.10 ± 0.09	0.0434 ± 0.0051	0
AO	2–8	1.28 ± 0.05	0.0265 ± 0.0031	0
BC	8–15	0.72 ± 0.03	0.0148 ± 0.0017	16 ± 2
BC	15–25	0.70 ± 0.03	0.0144 ± 0.0016	0

богумусового мерзлотного на о. Земля Александры численность прокариот существенно возрастает и находится в диапазоне 1.2–2.1 млрд кл./г, что ближе к показателям более развитых почв (значения на ЗФИ ниже в 2–4 раза, но не на порядок), например, в арктической тундре на полуострове Таймыр [50] или на полуострове Рыбачьем [8].

Характерно, что численность и биомасса прокариот в почвах как Арктики (ЗФИ), так и Антарктики (например, оазис Холмы Ларсеманн) не всегда уменьшается вглубь по профилю [22, 28]. Для некоторых минеральных подповерхностных горизонтов отмечен максимум прокариот, что может быть связано как с накоплением в них органического вещества в результате криогенного массообмена и нисходящей миграции растворов, так и с протекторной функцией поверхности от ионизирующих излучений и перепадов температур [18, 28, 31]. Прокариоты почв жарких аридных регионов преобладают в поверхностных биопленках и криптогамных корках или в их неглубоких подповерхностных вариантах, экранированных пустынными мостовыми (до 90% всех микроорганизмов в профиле), их численность значительно снижается в глубоких минеральных горизонтах [35,

36, 49]. В арктической тундре возможно появление второго максимума численности прокариот в надмерзлотных горизонтах, что объясняется ретинизацией органического вещества [21].

Значительная доля клеток прокариот в исследованных образцах представлена мелкими фильтрующимися формами, что характерно для почв экстремально холодного климата Антарктиды [22] и, по-видимому, является адаптацией для переживания неблагоприятных условий.

Биомасса грибов. К настоящему моменту нет данных о запасах и структуре биомассы грибов в почвах ЗФИ за исключением о. Нортбрук [29], а информация об обилии микобиоты субстратов архипелага ограничивается данными о количестве КОЕ (колониеобразующие единицы) на агаризованных средах [15, 16, 39]. Между тем грибы, в том числе в арктических экосистемах, участвуют в таких процессах, как разложение органического вещества, создание гумусоподобных соединений и оструктуривание почвы [1, 7, 42, 55]. Биомасса микобиоты в некоторых почвах составляет до 80% от общей микробной биомассы [30], поэтому вклад грибов в круговорот углерода гораздо больше бактериального в аэробных условиях [47]. Кроме того, большая часть эмиссии углекислого газа из почвы происходит благодаря жизнедеятельности грибов [33, 47].

В разных типах исследованных почв отмечается широкая вариабельность в запасах и структуре биомассы грибов (табл. 3). Минимальные значения (0.012 мг/г почвы) отмечены в минеральном горизонте 2CR криозема глееватого о. Хейса, а максимальные (до 0.861 мг/г почвы) – в черной лишайниковой корке псаммозема глееватого с о. Ферсмана. Эти результаты по порядку значений согласуются с нашими данными по о. Нортбрук [30]. Видимо, столь большие значения могут быть объяснены значительным вкладом лишайников [44], микобионты которых неотличимы по морфологии от несимбиотических грибов. Грибная биомасса во всех проанализированных профилях экспоненциально уменьшается от поверхностных к глубинным горизонтам, что может быть обусловлено активным развитием эккрисотрофной микобиоты в зоне ризоидов мхов и около лишайников [44]. В одном или двух верхних органогенных горизонтах в пределах 5 см сконцентрировано 67–91% запасов общей грибной биомассы почвенного профиля. Такое распределение характерно для многих зональных почв умеренного климата [33], но не почв Восточной Антарктиды, где большая часть микобиоты развивается в подповерхностных горизонтах [22, 23, 28], избегая неблагоприятных условий на поверхности. В почвах ЗФИ не отмечены вторые максимумы грибной биомассы в отдельных подповерхностных слоях, а также значительная численность дрожжеподобных клеток в глеевых горизонтах, что отличает эти почвы Арктики от антарктических.

Однако некоторые количественные показатели микобиоты почв ЗФИ имеют общие черты с почвами Восточной Антарктиды. Например, относительно мала доля крупных пропагул, мицелия с большим диаметром и доля мицелия в биомассе [22, 23, 28].

Исследования численности и биомассы грибов в почвах жарких пустынь носят эпизодический характер. Известно, что локализация микобиоты в этих ландшафтах происходит в эндолитных, эпилитных и гиполитных микробных сообществах [35, 49]. Грибы данных локусов имеют ряд адаптаций к повышенному уровню ультрафиолетового излучения и перепаду температуры и влажности, однако, в более глубоких горизонтах пустынных почв, по-видимому, в наименьшей степени [19, 35]. В жарких пустынях биомасса грибов (как и прокариот) сильно зависит от количества осадков в течение года и может возрастать в разы во влажный сезон [57]. Концентрация биомассы грибов в почвах ЗФИ выше, чем в почвах жарких пустынь и оазисов Восточной Антарктиды [19, 28, 29, 53, 57]. При сравнении с почвами тундр сопоставимые значения концентрации биомассы обнаруживаются, например, в почвах полуострова Таймыр [50] на 74° N, и существенно большие значения в почвах более южных вариантов тундр – в 2–3 раза выше на полуострове Рыбачьем на 69° N [8] и на 1–2 порядка выше на Аляске на 68° N [46, 52].

Мицелий является вегетативным телом многоклеточных грибов, составляющим иногда до 100% массы их организма. Однако в полярных экосистемах доля мицелия может быть очень мала в силу сурового климата [44]. Наибольшее содержание грибного мицелия – 272.48 м/г почвы – выявлено в черной лишайниковой корке псаммозема глееватого с о. Алджер. Меньше всего мицелия (<10 м/г почвы) содержится в наиболее глубоких минеральных горизонтах большинства почв, а в двух образцах (также глубокие минеральные горизонты) мицелий вовсе не обнаружен. Около 70% мицелия представлено тонкими формами до 3 мкм в диаметре, что, вероятно, является следствием воздействия сурового климата Арктики [23]. Споры и дрожжи полностью представлены мелкими формами диаметром до 5 мкм, что характерно для биотопов с экстремальными условиями [54].

Более половины биомассы (51–84%) приходится на мицелий только в семи образцах преимущественно из самых верхних органогенных горизонтов, тогда как в остальных случаях преобладают споры и дрожжи, а доля грибного мицелия составляет от 6 до 47%.

Численность грибных спор в изученных образцах составляет около нескольких сотен тысяч на

Таблица 3. Структура грибной биомассы почв ЗФИ (± погрешность, доли %)

Горизонт	Глубина, см	Мицелий (преимущественно d = 3 мкм)			Споры (диаметр, мкм)						Общая биомасса спор	Суммарная биомасса грибов	Средняя биомасса грибов в профиле
		биомасса, мг/г	длина, м	доля мицелия в общей биомассе, %	2		3		5		мг/г почвы		
					численность шт./г × 10^5	масса, мг/г	численность, шт./г × 10^4	масса, мг/г	численность, шт./г × 10^3	масса, мг/г			
О. Алджер. Разрез ZFI-A-01. Псаммозем глееватый													
W	0–1	0.344 ± 0.041	272 ± 32	41	1.86 ± 0.28	0.062 ± 0.012	15.32 ± 2.31	0.178 ± 0.034	47.4 ± 7.2	0.255 ± 0.049	0.495 ± 0.095	0.839 ± 0.161	0.270 ± 0.052
C_f	2–13	0.055 ± 0.007	44 ± 5	19	1.41 ± 0.21	0.047 ± 0.009	8.43 ± 1.27	0.098 ± 0.019	15.8 ± 2.4	0.085 ± 0.016	0.230 ± 0.044	0.285 ± 0.054	
C_f	20–22	0.023 ± 0.003	18 ± 2	29	1.32 ± 0.20	0.044 ± 0.008	0.95 ± 0.14	0.011 ± 0.002	Нет	–	0.055 ± 0.011	0.078 ± 0.015	
C_g	13–45	0.035 ± 0.004	28 ± 3	36	0.99 ± 0.15	0.033 ± 0.006	2.50 ± 0.36	0.029 ± 0.005	Нет	–	0.062 ± 0.012	0.097 ± 0.019	
C_g	13–45	0.009 ± 0.001	7 ± 1	17	0.84 ± 0.13	0.028 ± 0.005	1.29 ± 0.18	0.015 ± 0.003	Нет	–	0.043 ± 0.008	0.052 ± 0.010	
О. Ферсмана. Разрез ZFI-F-02. Серогумусовая грубогумусированная мерзлотная почва													
Корка лишайника	0.3–0	0.341 ± 0.040	270 ± 32	40	1.68 ± 0.22	0.056 ± 0.010	10.58 ± 1.48	0.123 ± 0.025	44.8 ± 6.8	0.241 ± 0.045	0.420 ± 0.078	0.861 ± 0.165	0.395 ± 0.076
AY	0–5	0.187 ± 0.022	148 ± 18	37	1.98 ± 0.29	0.066 ± 0.013	9.98 ± 1.40	0.116 ± 0.024	25.3 ± 3.8	0.136 ± 0.025	0.318 ± 0.049	0.505 ± 0.09	
AC	5–17	0.018 ± 0.002	14 ± 2	14	1.29 ± 0.20	0.043 ± 0.008	5.59 ± 0.78	0.065 ± 0.013	Нет	–	0.108 ± 0.059	0.126 ± 0.023	
C	17–40	0.008 ± 0.001	21 ± 3	9	1.23 ± 0.19	0.048 ± 0.009	7.22 ± 1.01	0.032 ± 0.006	Нет	–	0.080 ± 0.015	0.088 ± 0.016	
О. Ферсмана. Разрез ZFI-F-03. Псаммозем криотурбированный мерзлотный													
O_{ao}	0–2	0.293 ± 0.035	232 ± 28	72	1.04 ± 0.16	0.034 ± 0.006	6.88 ± 0.96	0.080 ± 0.017	Нет	–	0.114 ± 0.021	0.407	0.182 ± 0.035
W	2–5	0.037 ± 0.004	29 ± 5	41	0.51 ± 0.08	0.017 ± 0.003	3.10 ± 0.43	0.036 ± 0.007	Нет	–	0.053 ± 0.011	0.090 ± 0.002	
$W_@$	2–5(10)	0.008 ± 0.001	6 ± 1	17	0.24 ± 0.04	0.008 ± 0.001	2.76 ± 0.38	0.032 ± 0.006	Нет	–	0.040 ± 0.007	0.048 ± 0.008	
О. Хейса. Разрез ZFI-H-04. Псаммозем глеевый мерзлотный													
W	0–5	0.311 ± 0.037	246 ± 30	56	1.41 ± 0.21	0.047 ± 0.009	5.33 ± 0.73	0.062 ± 0.012	24.53 ± 3.70	0.132 ± 0.024	0.241 ± 0.042	0.552 ± 0.110	0.413 ± 0.072
Корка лишайника	0–3	0.392 ± 0.047	311 ± 37	48	1.50 ± 0.24	0.050 ± 0.010	9.37 ± 1.28	0.109 ± 0.023	48.69 ± 7.34	0.262 ± 0.048	0.421 ± 0.078	0.813 ± 0.014	
W	1–2	0.257 ± 0.031	204 ± 24	45	2.04 ± 0.30	0.068 ± 0.013	8.17 ± 1.11	0.095 ± 0.018	28.43 ± 4.29	0.153 ± 0.028	0.316 ± 0.049	0.573 ± 0.100	

Таблица 3. Окончание

Горизонт	Глубина, см	Мицелий (преимущественно d = 3 мкм)			Споры (диаметр, мкм)						Общая биомасса спор	Суммарная биомасса грибов	Средняя биомасса грибов в профиле
		биомасса, мг/г	длина, м	доля мицелия в общей биомассе, %	2		3		5				
					численность шт./г × 10^5	масса, мг/г	численность, шт./г × 10^4	масса, мг/г	численность, шт./г × 10^3	масса, мг/г	мг/г почвы		
C_g	20–25	0.018 ± 0.002	14 ± 2	21	0.96 ± 0.15	0.032 ± 0.006	3.10 ± 0.43	0.036 ± 0.007	Нет	–	0.068 ± 0.013	0.086 ± 0.015	
C_{2g}	40–50	0.008 ± 0.001	6 ± 1	19	0.72 ± 0.11	0.024 ± 0.004	0.95 ± 0.14	0.011 ± 0.002	Нет	–	0.035 ± 0.006	0.043 ± 0.007	
О. Хейса. Разрез ZFI-H-05. Криозем глееватый													
Oao	3–0	0.490 ± 0.059	388 ± 46	84	1.38 ± 0.20	0.046 ± 0.008	2.25 ± 0.33	0.026 ± 0.005	4.46 ± 0.67	0.024 ± 0.004	0.096 ± 0.058	0.586 ± 0.010	0.179 ± 0.108
W	0–5	0.032 ± 0.004	25 ± 3	36	1.11 ± 0.17	0.037 ± 0.007	1.73 ± 0.25	0.020 ± 0.004	Нет	–	0.057 ± 0.011	0.089 ± 0.016	
CR	15–20	0.011 ± 0.001	9 ± 1	38	0.45 ± 0.07	0.015 ± 0.003	0.26 ± 0.04	0.003	Нет	–	0.018 ± 0.004	0.029 ± 0.005	
2CR	20–50	–	Нет	–	0.30 ± 0.06	0.010 ± 0.001	0.17 ± 0.03	0.002	Нет	–	0.012 ± 0.003	0.012 ± 0.003	
О. Гукера. Разрез ZFI-HK-08. Литозем грубогумусированный													
O	0–5	0.224 ± 0.027	178 ± 21	63	0.96 ± 0.15	0.032 ± 0.006	3.65 ± 0.64	0.043 ± 0.008	10.78 ± 1.62	0.058 ± 0.009	0.133 ± 0.033	0.357 ± 0.066	0.151 ± 0.037
AY_{ao}	5–6(10)	0.061 ± 0.007	48 ± 6	47	0.45 ± 0.07	0.015 ± 0.003	1.73 ± 0.25	0.020 ± 0.004	6.32 ± 0.95	0.034 ± 0.005	0.069 ± 0.013	0.130 ± 0.024	
BC	6(10)–15	0.012 ± 0.002	10 ± 1	12	0.27 ± 0.05	0.009 ± 0.001	0.43 ± 0.08	0.005	13.38 ± 2.01	0.072 ± 0.011	0.086 ± 0.016	0.098 ± 0.018	
BC_2	15–30	0.009 ± 0.001	7 ± 1	53	0.18 ± 0.04	0.006	0.17 ± 0.03	0.002	Нет	–	0.008 ± 0.001	0.017 ± 0.004	
О. Земля Александры. Разрез ZFI-AX-10. Литозем грубогумусовый мерзлотный													
O	0–2	0.261 ± 0.031	207 ± 24	51	1.17 ± 0.18	0.039 ± 0.008	7.22 ± 1.01	0.084 ± 0.017	22.86 ± 3.43	0.123 ± 0.019	0.246 ± 0.038	0.507 ± 0.093	0.215 ± 0.033
AO	2–8	0.121 ± 0.014	96 ± 11	54	0.81 ± 0.12	0.027 ± 0.005	6.53 ± 0.91	0.076 ± 0.016	Нет	–	0.103 ± 0.016	0.224 ± 0.041	
BC	8–15	0.005 ± 0.001	4	6	1.56 ± 0.23	0.052 ± 0.007	2.15 ± 0.30	0.025 ± 0.005	Нет	–	0.077 ± 0.012	0.082 ± 0.015	
BC	15–25	Нет	–	–	0.90 ± 0.13	0.030 ± 0.007	1.55 ± 0.22	0.018 ± 0.004	Нет	–	0.048 ± 0.007	0.048 ± 0.007	

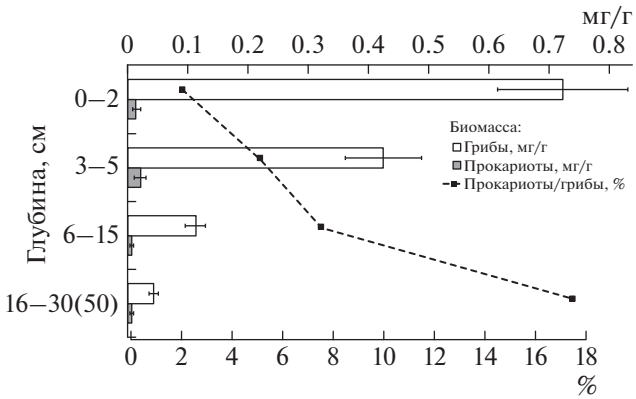

Рис. 3. Вертикальное распределение биомассы грибов и прокариот в почвах ЗФИ (использованы средние и отклонения для всех разрезов, для которых выполнялся подсчет биомассы).

грамм почвы, причем большая часть всей биомассы приходится на пропагулы диаметром в 2 и 3 мкм. Вклад крупных спор в общую численность пропагул невелик и составляет не более 10–15% для каждого из профилей. Однако суммарная масса крупных спор часто больше, чем мелких пропагул. Особенно это касается верхних горизонтов на глубине до 5 см от поверхности с обильным содержанием органического вещества, которое является основным пищевым субстратом для грибов и, вероятно, протектором от негативных абиотических факторов. Отметим, что во всех глубоких минеральных горизонтах присутствуют только мелкие – 2–3 мкм, а не крупные споры ≥5 мкм. Важно сказать, что крупных спор не было выявлено в образцах с низким содержанием органического углерода.

Форма грибных спор является специфическим маркером, по которому можно определить принадлежность микобиоты к тому или иному таксону. Среди мелких спор нами не встречены те, что имели бы специфические морфологические особенности. Все они имели сферическую или овальную форму без заметных неровностей. Базидии и аски не выявлены. Среди крупных спор периодически (в 8% случаев от встречаемости всех крупных спор) попадались дидимоспоры и диктиоспоры, септы которых ярко светились в препаратах под люминесцентным микроскопом после их окраски калькофлуором белым. В 2% случаев от встречаемости всех спор, отмечали большие (до 30 мкм в диаметре) и плохо светящиеся сферические или грушевидные образования с мелкими округлыми частицами – предположительно это пикниды со спорами. В оглеенных горизонтах достаточно часто (в 35% случаев от встречаемости всех спор) попадались дрожжеподобные и почкующиеся клетки, что дает основание полагать о высокой активности микобиоты в переувлажненных почвах, и отмечено исследователями для аналогичных полярных биотопов [22]. Очень редко (в 1% случаев от встречаемости всех крупных спор) удавалось увидеть большие (диаметр 5–7 мкм) сферические и хорошо светящиеся клетки, по-видимому, с плотной оболочкой. Предполагаем, что это хламидоспоры.

Нами не обнаружены пряжки на мицелии грибов, что косвенно свидетельствует о низком содержании в этих арктических почвах отдела Basidiomycota. Этот факт подтверждается и другими исследователями [29]. Также не выявлены ризоморфы и склероции, которые могли разрушиться на отдельные гифы при механической обработке почвенных образцов на вортексе.

Пространственное распределение микробной биомассы. Вертикальное распределение биомассы прокариот и грибов по профилю имеет разные тенденции (рис. 3). Если биомасса грибов демонстрирует ярко выраженный аккумулятивный характер распределения, то биомасса прокариот распределена более равномерно. При этом с глубиной доля прокариот в микробной биомассе возрастает. Аккумулятивное распределение микобиоты традиционно объясняется тем, что микоризные грибы приурочены к корнеобитаемому слою, а численность сапротрофных грибов низка в глубоких минеральных горизонтах. Эккрисотрофная микобиота также сконцентрирована в наиболее биогенном слое. Но в криогенных почвах, содержащих погребенное органическое вещество, по-видимому, следует дополнительно учитывать следующие факторы: разную зависимостью грибов и бактерий от количества доступного кислорода, углерода и азота, а также нисходящую миграцию бактерий с растворами и их накопление в минеральных горизонтах, что характерно для мерзлотных почв тундр и редколесий [10, 21]. Как отмечалось выше, значительная доля клеток прокариот в почвах ЗФИ представлена мелкими фильтрующимися формами. Увеличение доли прокариот в микробной биомассе с глубиной известно также для почв жарких пустынь. Например, в почвах пустыни Негев [57] эта тенденция очень яркая: во влажный сезон в верхних 10 см преобладает биомасса грибов, а уже на глубине 11–20 см – бактериальная биомасса.

Наиболее явная закономерность в ряду “высокоарктические пустоши и тундры” проявляется в соотношении углерода микробной биомассы ($C_{мик}$) и содержания общего органического углерода ($C_{орг}$), рассчитанном по горизонтам, а затем усредненном для всего профиля (рис. 4). В почвах пустошей на микробную биомассу приходится большая доля в общем углероде. Различия между тундрами и пустошами в среднем в 5 раз – 12.7% против 2.5%. Значения показателя $C_{мик}/C_{орг}$, полученные нами ранее для почв оазисов Восточной Антарктиды [28], варьировали в схожем диапазоне (0.2–15.0%). Причем доля углерода микробной биомассы возрастала в наиболее бедных

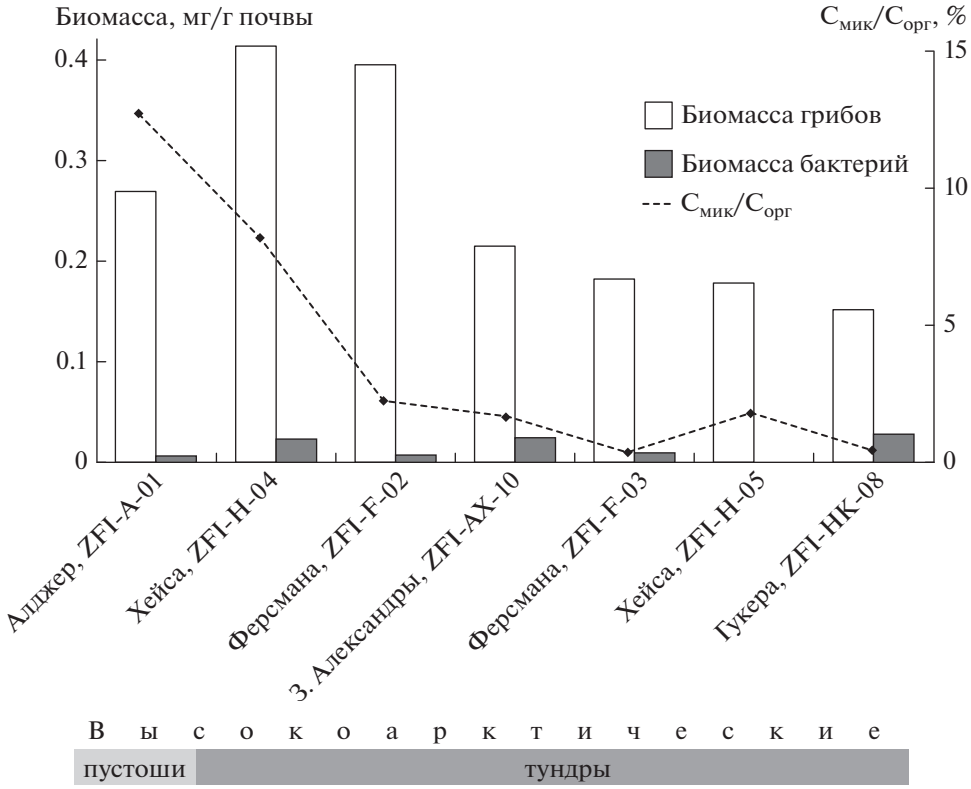

Рис. 4. Величина микробной биомассы и ее отношение к содержанию общего органического углерода в почвах на различных островах ЗФИ (отношение углерода микробной биомассы от содержания общего углерода рассчитано по горизонтам, а затем усреднено для всего профиля).

органическим веществом горизонтах. Повышенная доля углерода микробной биомассы в почвах пустошей ЗФИ и Восточной Антарктиды отличает их от большинства полноразвитых почв, в том числе антропогенно-преобразованных разностей, в которых показатель $C_{мик}/C_{орг}$, как правило, составляет первые проценты [34, 58]. Высокая доля микробного углерода, по-видимому, является отличительной чертой почв наиболее экстремальных условий (микробоземов), в которых развитие макробиоты, в особенности растений с корневыми системами лимитировано. Глобальные расчеты [58] показали, что в почвах пустынь $C_{мик}/C_{орг}$ повышается в среднем до 5.02%, тогда как в тундре это показатель составляет 1.66%.

Эмиссия диоксида углерода с поверхности почвы. Этот показатель зависит от большого набора факторов, в том числе температуры и влажности субстрата, но будучи измеренным непосредственно в полевых условиях, он выступает в качестве динамической характеристики как функционирования экосистемы в целом, так и интенсивности декомпозиции органического вещества, дает "моментальное" представление о функционировании почвы на коротком отрезке времени. Почвенная эмиссия диоксида углерода косвенно отражает связь того пула органического вещества (преимущественно его лабильной части), который содержится в почве, и микробной составляющей. Особенно это ярко проявляется в ландшафтах, где доля высших сосудистых растений незначительна, и вследствие этого корневое дыхание минимально [11].

Эмиссия CO_2 с поверхности ненарушенных почв ЗФИ варьировала в диапазоне 1.6–91.7 мг $C–CO_2/(м^2\ ч)$ (рис. 5) и проявила явные различия между высокоарктическими тундрами и пустошами. В псаммоземах глееватых высокоарктических пустошей на о. Алджер эмиссия оказалась на порядок меньше (1.5–8.4 мг $C–CO_2/(м^2\ ч)$), чем в псаммоземах, пелоземах, криоземах, литоземах и серогумусовых почвах тундр (10.0–89.4 мг $C–CO_2/(м^2\ ч)$). Последние величины в целом соответствуют уровню эмиссии диоксида углерода из почв более южных архипелагов, чья принадлежность к арктических тундрам однозначна. Например, эмиссия CO_2 из криоземов грубогумусовых (Turbic Cryosol (Fluvic, Humic)) полигональных тундр долине Грендален на о. Западный Шпицберген (15–79 мг $C–CO_2/(м^2\ ч)$) [13]. Выявлено, что участкам с наибольшим развитием злаковых ассоциаций соответствуют максимальные значения эмиссии диоксида углерода, что связано с увеличением вклада корневого дыхания. Уровни

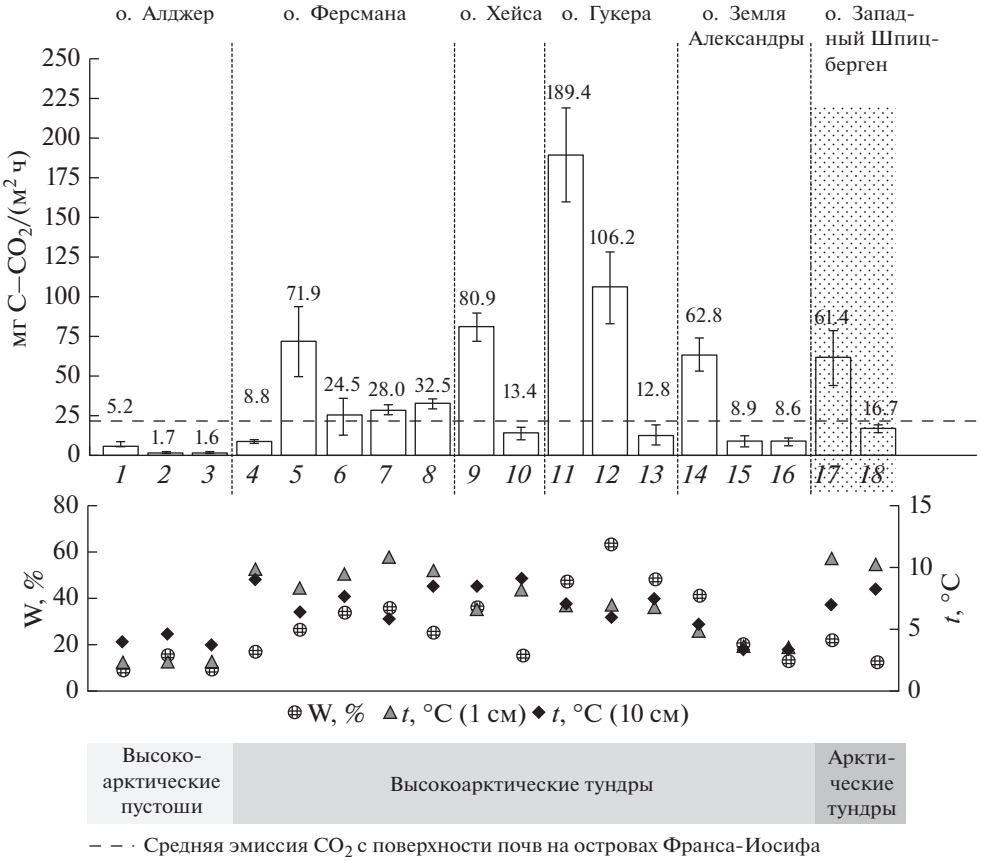

Рис. 5. Эмиссия CO_2 с поверхности почв пяти островов ЗФИ на ключевых участках (16 участков, $n = 70$) в районе разрезов: ZFI-A-01, псаммозем глееватый (*1* – полигон, *2* – трещина, *3* – задернованный полигон); ZFI-F-03, псаммозем криотурбированный мерзлотный (*4* – полигон, мезоповышение, *5* – трещина, мезоповышение, *6* – полигон, мезопонижение, *7* – трещина, мезопонижение); ZFI-F-02, серогумусовая грубогумусированная мерзлотная (*8*); ZFI-H-05, криозем глееватый (*9*); ZFI-H-04, псаммозем глеевый мерзлотный (*10*); ZFI-HK-08, литоземы грубогумусированные (*11*, *12* – антропогенно-нарушенные участки, *13* – ненарушенные участки); ZFI-AX-12, пелозем перегнойный криотурбированный (*14*); ZFI-AX-11, серогумусовая мерзлотная (*15* – нарушенный участок, вездеходная колея, *16* – ненарушенный участок); криозем грубогумусовый полигональной тундры в долине Грендален на о. Западный Шпицберген (*17* – полигон, *18* – трещина), значения приведены в качестве примера эмиссии CO_2 с поверхности почв арктической тундры на близкой к ЗФИ широте [14]; пунктиром – средние значения эмиссии CO_2 ненарушенных почв.

почвенной эмиссии CO_2 на участках высокоарктических пустошей ЗФИ (о. Алджер) сопоставимы с таковыми в оазисах Восточной Антарктиды [40, 41, 43]. Максимальные значения эмиссии на участках тундр ЗФИ (острова Гукера, Земля Александры, Ферсмана, Хейса) в несколько раз выше максимумов в типичных ландшафтах антарктических оазисов.

Полевые измерения также продемонстрировали известный феномен увеличения уровня эмиссии диоксида углерода при антропогенном воздействии [12]. Влияние человека здесь привело к изменению температурного и гидрологического режимов, стало происходить снегозадержание у стен домов, предположительно увеличился период с положительными температурами как на поверхности, так и на глубине почв. Вследствие этого, на территории полярной станции активно распространились злаковые ассоциации, где увеличилась как роль корневого дыхания, так и в целом почвенная эмиссия CO_2. Также локальные нарушения в пределах полярной станции в бухте Тихой на о. Гукера привели к вовлечению в актуальный цикл большего количества почвенного углерода и интенсификации эмиссии CO_2, уровни которой оказались в 5–20 раз выше, чем в ненарушенных почвах. Например, эмиссия с антропогенно-нарушенных задернованных участков составляла 53.3–237.9 мг C–CO_2/(м^2 ч), а в фоновых ненарушенных литоземах грубогумусированных под моховыми сообществами – 12.8 ± 5.7 мг C–CO_2/(м^2 ч). Исследование свежих треков от проезда вездеходной техники на о. Земля Александры показывает, что, несмотря на близкие средние значения эмиссии диоксида углерода на естественных и нарушенных участках, 8.6 ± 1.9 и 8.9 ± 3.8 мг C–CO_2/(м^2 ч) соответственно, увеличивается дисперсия значе-

ний эмиссии в нарушенных участках. В случае полного разрушения растительного покрова и верхних сантиметров исходной почвы дыхание угнетено, а в случае частичного нарушения – дыхание активизируется за счет микробиологического разложения почвенного органического вещества верхнего горизонта почвы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Почвенный покров ЗФИ на островах Алджер, Ферсмана, Хейса, Гукера, Земля Александры состоит из чередующихся участков высокоарктических тундр, где развиты серогумусовые почвы, литоземы, криотурбированные псаммоземы на песках и криотурбированные пелоземы на дресвянисто-суглинистых породах с выраженными процессами криогенного погребения органического вещества, а также участков высокоарктических пустошей с преобладанием псаммоземов мерзлотных под лишайниковыми корками с разреженным покровом сосудистых растений. Почвы высокоарктических тундр имеют на порядок больше запасов углерода по сравнению с почвами пустошей и имеют уровни эмиссии CO_2, сопоставимые с почвами арктических тундр. Почвы высокоарктических пустошей ЗФИ по запасам углерода и эмиссии диоксида углерода имеют переходный характер между почвами местных высокоарктических тундр и почвами Восточной Антарктиды.

Биомасса почвенных микроорганизмов в исследованных почвах ЗФИ, как высокоарктических тундр, так и пустошей, сильно не различается. Она сконцентрирована преимущественно в органогенных горизонтах (подстилочно-торфяных горизонтах, лишайниковых корках, оторфованном моховом очесе). С глубиной численность, биомасса и длина мицелия как прокариот, так и грибов снижается. Одновременно с увеличением глубины доля прокариот в микробной биомассе возрастает, что объясняется преимущественно фильтрацией прокариот. В почвах высокоарктических пустошей вклад микробной биомассы в содержание общего органического углерода выше в несколько раз по сравнению с почвами местных тундр. По ряду микробиологических характеристик исследованные почвы ЗФИ ближе к почвам Антарктиды, а по некоторым показателям – даже к почвам жарких пустынь. В целом, можно сказать, что в микробиологическом отношении почвы ЗФИ занимают место в следующем ряду: почвы арктических тундр – почвы ЗФИ – почвы Восточной Антарктиды – почвы жарких пустынь.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят проект “Арктический плавучий университет” Северного арктического федерального университета (САФУ) им. М.В. Ломоносова и лично К.С. Зайкова за организацию полевых работ на Земле Франца-Иосифа. Также авторы благодарят младшего научного сотрудника Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН А.В. Почикалова за определение содержание углерода и азота в почве.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РГО-РФФИ № 17-05-41157 РГО_а (проведение полевых исследований), РФФИ-Арктика № 18-05-60279 (проведение микробиологических анализов), РФФИ № 17-04-01475 (определение содержания элементов), а также в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0006 (расчет запасов углерода и синтез материалов для раздела “Результаты и обсуждение”).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабьева Е.Н., Сизова Т.П.* Микромицеты в почвах арктотундровых экосистем // Почвоведение. 1983. № 10. С. 98.
2. *Воробьева Е.А., Белов А.А., Чепцов В.С., Соина В.С., Крючкова М.О., Капаевская Е.С., Иванова А.Е.* Устойчивость микроорганизмов экстремальных ксерофитных экотопов к воздействию инактивирующих факторов // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии. 2018. № 4. С. 111–127. https://doi.org/10.26897/0021-342X-2018-4-111-127
3. *Вишневая Ю.С., Попова Л.Ф.* Оценка экологического состояния и степени загрязнения тяжелыми металлами почв Арктики // Вестник Московского государственного областного университета. Сер. Естественные науки. 2016. № 2. С. 96–104. https://doi.org/10.18384/2310-7189-2016-2-96-104
4. *Горячкин С.В.* Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
5. *Горячкин С.В., Любова С.В., Левандовская Т.В.* Почвенно-геохимические особенности береговых и островных геосистем в экстремальных условиях Арктики // Комплексная научно-образовательная экспедиция “Арктический плавучий университет – 2015”: материалы экспедиции [Электронный ресурс] / Отв. ред.: Зайков К.С., Поликин Д.Ю., Драчкова Л.Н. САФУ, 2015. С. 35–59. https://narfu.ru/university/library/books/2810.pdf
6. *Горячкин С.В., Долгих А.В., Мергелов Н.С.* Почвы островов Земли Франца Иосифа: география, морфогенетические особенности, классификация и роль в углеродном цикле // Комплексная научно-образовательная экспедиция “Арктический плавучий университет – 2017” [Электронный ресурс]: материалы экспедиции. Архангельск: КИРА. 2017. С. 15–36. https://narfu.ru/university/library/books/
7. *Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степа-*

нов А.Л., Умаров М.М. Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096. https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038

8. *Евдокимова Г.А., Мозгова Н.П., Мязин В.А.* Физико-химические и микробиологические характеристики почв тундры полуострове Рыбачий // Почвоведение. 2018. № 1. С. 78–85. https://doi.org/10.7868/S0032180X17010087
9. *Ежов О.Н., Гаврило М.В., Змитрович М.В.* Грибы архипелага Земля Франца-Иосифа // Труды Кольского научного центра РАН. 2014. № 4. С. 23.
10. *Иванова Т.И., Кузьмина Н.П., Исаев А.П.* Микробиологическая характеристика мерзлотных почв острова Тит-Ары (Якутия) // Сибирский экологический журнал. 2012. № 6. С. 831–840.
11. *Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г.* Углеродный обмен в криогенных экосистемах. М.: Наука, 2008. 344 с.
12. *Карелин Д.В., Горячкин С.В., Замолодчиков Д.Г., Долгих А.В., Зазовская Э.П., Шишков В.А., Краев Г.Н.* Влияние различных видов антропогенного воздействия на эмиссию парниковых газов в мерзлотных экосистемах // Доклады РАН. 2017. № 477(5). С. 610–612. https://doi.org/10.7868/S0869565217350225
13. *Карелин Д.В., Зазовская Э.П., Шишков В.А., Долгих А.В., Сирин А.А., Суворов Г.Г., Азовский А.И., Осокин Н.И.* Наблюдения за потоками CO_2 на архипелаге Шпицберген: использование территории человеком меняет газообмен арктической тундры // Известия РАН. Сер. географическая. 2019. № 5. https://doi.org/10.31857/S2587-55662019556-66
14. *Кирцидели И.Ю.* Микромицеты из почв и грунтов о. Северо-Восточная Земля (Архипелаг Шпицберген) // Микология и фитопатология. 2010. Т. 44. № 2. С. 116–125.
15. *Кирцидели И.Ю.* Микроскопические грибы в почвах островах Хейса (Земля Франца Иосифа) // Новости сист. низш. раст. 2015. Т. 49. С. 151–160.
16. *Кирцидели И.Ю., Абакумов Е.В., Тешебаев Ш.Б., Зеленская М.С., Власов Д.Ю., Крыленков В.А., Соколов В.Т., Баранцевич Е.П.* Микробные сообщества в районах арктических поселений // Гигиена и санитария. 2016. Т. 95. № 10. С. 923–929. https://doi.org/10.1882/0016-9900-2016-10-923-929
17. Классификация и диагностика почв России–Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
18. *Кудинова А.Г., Лысак Л.В., Соина В.С., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Шоркунов И.Г.* Бактериальные сообщества в почвах криптогамных пустошей Восточной Антарктиды (оазисы Ларсеманн и Холмы Тала) // Почвоведение. 2015. № 3. С. 317–317. https://doi.org/10.7868/S0032180X15030077
19. *Кутовая О.В., Василенко Е.С., Лебедева М.П.* Микробиологическая и микроморфологическая характеристика крайнеаридных пустынных почв Илийской впадины (Казахстан) // Почвоведение. 2012. № 12. С. 1297–1297.
20. *Любова С.В., Любова Н.В.* Химические свойства почв арктических островов Архангельской области // Биодиагностика состояния природных и природно-техногенных систем. Мат-лы XIV Всерос. научн.-пр. конф. 2016. С. 294–298.
21. *Лысак Л.В., Добровольская Т.Г.* Бактерии в почвах тундры Западного Таймыра // Почвоведение. 1982. № 9. С. 74–78.
22. *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. Т. 73. № 3. С. 132–140.
23. *Марфенина О.Е., Никитин Д.А., Иванова А.Е.* Структура грибной биомассы и разнообразие культивируемых микромицетов в почвах Антарктиды (станции Прогресс и Русская) // Почвоведение. 2016. № 8. С. 991–999. https://doi.org/10.7868/S0032180X16080074
24. *Матвеева Н.В., Заноха Л.Л., Афонина О.М., Потемкин А.Д., Патова Е.Н., Давыдов Д.А., Андреева В.М., Журбенко М.П., Конорева Л.А., Змитрович И.В., Ежов О.Н., Ширяев А.Г., Кирцидели И.Ю.* Растения и грибы полярных пустынь Северного полушария. Российская академия наук, Ботанический институт им. В.Л. Комарова. СПб, 2015.
25. *Михайлов И.С.* Почвы // Советская Арктика. М.: Наука, 1970. С. 236–249.
26. *Михайлов И.С., Говоруха Л.С.* Почвы Земли Франца-Иосифа // Вестник Моск. ун-та. Сер. географическая. 1962. № 6. С. 42–48.
27. Национальный атлас Арктики. М.: АО "Роскартография", 2017. 496 с.
28. *Никитин Д.А., Марфенина О.Е., Кудинова А.Г., Лысак Л.В., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Лупачев А.В.* Микробная биомасса и биологическая активность почв и почвоподобных тел береговых оазисов Антарктиды // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1122–1133. https://doi.org/10.7868/S0032180X17070073
29. *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. Т. 53. № 4. С. 219–231.
30. *Полянская Л.М., Звягинцев Д.Г.* Содержание и структура микробной биомассы как показатель экологического состояния почв // Почвоведение. 2005. № 6. С. 706–714.
31. *Соина В.С., Газимуллина А.Г., Мергелов Н.С., Лысак Л.В., Лапыгина Е.В.* Бактериальные комплексы в почвах влажных долин оазиса Ларсеманн (Восточная Антарктида) // Альманах современной науки и образования. 2012. № 9. С. 195–200.
32. *Чепцов В.С., Воробьева Е.А., Полянская Л.М., Горленко М.В., Павлов А.К., Ломасов В.Н.* Устойчивость почвенного микробного сообщества к воздействию физических факторов поверхностного слоя марсианского реголита // Микробные сообщества в эволюции биосферы с древнейших времен до наших дней. М., 2017. С. 179–191.
33. *Ananyeva N.D., Castaldib S., Stolnikova E.V., Kudeyarova V.N., Valentini R.* Fungi-to-bacteria ratio in soils of European Russia // Archives of Agronomy and Soil Science. 2014. 61. № 4. P. 427–446. https://doi.org/10.1080/03650340.2014.940916

34. *Anderson T.H., Domsch K.H.* Ratios of microbial biomass carbon to total organic carbon in arable soils // Soil Biol. Biochem. 1989. V. 21. № 4. P. 471–479.

35. *Ayuso S.V., Silva A.G., Nelson C., Barger N.N., Garcia-Pichel F.* Microbial nursery production of high-quality biological soil crust biomass for restoration of degraded dryland soils // Appl. Environ. Microbiol. 2017. V. 83. № 3. P. e02179-16. https://doi.org/10.1128/AEM.02179-16

36. *Bay S., Ferrari B., Greening C.* Life without water: how do bacteria generate biomass in desert ecosystems? // Microbiology Australia. 2018. P. 28–32. https://doi.org/10.1071/MA18008

37. *Belov A.A., Cheptsov V.S., Vorobyova E.A.* Soil bacterial communities of Sahara and Gibson deserts: Physiological and taxonomical characteristics // AIMS Microbiology. 2018. V. 4. № 4. P. 685–710. https://doi.org/10.3934/microbiol.2018.4.685

38. *Belov A.A., Cheptsov V.S., Vorobyova E.A., Manucharova N.A., Ezhelev Z.S.* Stress-Tolerance and Taxonomy of Culturable Bacterial Communities Isolated from a Central Mojave Desert Soil Sample // Geosciences. 2019. V. 9. P. 166–190. https://doi.org/10.3390/geosciences9040166

39. *Bergero R., Girlanda M., Varese G.C., Intili D., Luppi A.M.* Psychrooligotrophic fungi from Arctic soils of Franz Joseph Land // Polar Biol. 1999. V. 21. № 6. P. 361–368.

40. *Dolgikh A., Mergelov N., Ivaschenko A., Shorkunov I., Pochikalov A., Karelin D.* Carbon dioxide emission and carbon stocks in natural and anthropogenically-changed soils of the Larsemann Hills oasis, East Antarctica // Program and conference materials of the International Conference "Earth's Cryosphere: Past, Present and Future" (June 4–8, 2017, Pushchino, Russia). P. 150–151.

41. *Elberling B., Gregorich E.G., Hopkins D.W., Sparrow A.D., Novis P., Greenfield L.G.* Distribution and dynamics of soil organic matter in an Antarctic dry valley // Soil Biol. Biochem. 2006. V. 38. P. 3095–3106. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.12.011

42. *Frisvad J.C.* Fungi in cold ecosystems. In Psychrophiles: from biodiversity to biotechnology. Berlin Heidelberg. Springer, 2008. 137–156 p.

43. *Gregorich E.G., Hopkins D.W., Elberling B., Sparrow A.D., Novis P., Greenfield L.G., Rochette P.* Emission of CO_2, CH_4 and N_2O from lakeshore soils in an Antarctic dry valley // Soil Biol. Biochem. 2006. V. 38(10). P. 3120-3129. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.01.015

44. *Hassan N., Rafiq M., Hayat M., Shah A.A., Hasan F.* Psychrophilic and psychrotrophic fungi: a comprehensive review // Rev. Environ. Sci. Bio/Technol. 2016. V. 15. № 2. P. 147–172. https://doi.org/10.1007/s11157-016-9395-9

45. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. 2015. FAO, Rome.

46. *Koyama A., Wallenstein M.D., Simpson R.T., Moore J.C.* Soil bacterial community composition altered by increased nutrient availability in Arctic tundra soils // Frontiers in microbiology. 2014. V. 5. P. 516. https://doi.org/10.3389/fmicb.2014.00516

47. *Malik A.A., Chowdhury S., Schlager V., Oliver A., Puissant J., Vazquez P.G., Bergen M., Jehmlich N., Griffis R., Gleixner G.* Soil fungal: bacterial ratios are linked to altered carbon cycling // Frontiers in Microbiology. 2016. V. 7. P. 1247. https://doi.org/10.3389/fmicb.2016.01247

48. *Nikitina M., Popova L., Korobitcina J., Efremova O., Trofimova A., Nakvasina E., Volkov A.* Environmental status of the arctic soils // J. Elementology. 2015. V. 20. № 3. P. 643–651. https://doi.org/10.5601/jelem.2014.19.4.743

49. *Pointing S.B., Belnap J.* Microbial colonization and controls in dryland systems // Nature Rev. Microbiol. 2012. V. 10(8). P. 551–562. https://doi.org/10.1038/nrmicro2831

50. *Schmidt N., Bölter M.* Fungal and bacterial biomass in tundra soils along an arctic transect from Taimyr Peninsula, central Siberia // Polar Biology. 2002. V. 25(12). P. 871–877. https://doi.org/10.1007/s00300-002-0422-7

51. *Selbmann L., De Hoog G.S., Zucconi L., Isola D., Onofri S.* Black yeasts in cold habitats. Berlin Heidelberg. Springer-Verlag, 2014. 173–190 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-39681-6_8

52. *Sistla S.A., Moore J.C., Simpson R.T., Gough L., Shaver G.R., Schimel J.P.* Long-term warming restructures Arctic tundra without changing net soil carbon storage // Nature. 2013. V. 497(7451). P. 615. https://doi.org/10.1038/nature12129

53. *Steinberger Y., Sarig S.* Response by soil nematode populations and the soil microbial biomass to a rain episode in the hot, dry Negev Desert // Biology and Fertility of Soils. 1993. V. 16. P. 188–192. https://doi.org/10.1007/BF00361406

54. *Sterflinger K., Tesei D., Zakharova K.* Fungi in hot and cold deserts with particular reference to microcolonial fungi // Fungal Ecology. 2012. V. 5. № 4. P. 453–462. https://doi.org/10.1016/j.funeco.2011.12.007

55. *Timling I., Walker D.A., Nusbaum C., Lennon N.J., Taylor D.L.* Rich and cold: diversity, distribution and drivers of fungal communities in patterned-ground ecosystems of the North American Arctic // Molecular Ecology. 2014. V. 23. № 13. P. 3258–3272. https://doi.org/10.1111/mec.12743

56. *Walker D.A., Frost S.M., Timling I., Raynolds M.K., Matyshak G.V., Frost G.V., Epstein H.E., Zhurbenko M., Afonina O.* Biological soil crusts of Hayes Island, Franz Josef Land, Russia: High cover, biomass and NDVI // Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost Salekhard, Yamal-Nenets Autonomous District, Russia June 25–29. 2012. V. 4. P. 634-635.

57. *Vishnevetsky S., Steinberger Y.* Bacterial and fungal dynamics and their contribution to microbial biomass in desert soil // J. Arid Environ. 1997. V. 37(1). P. 83–90. https://doi.org/10.1006/jare.1996.0250

58. *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(6). P. 737–749. https://doi.org/10.1111/geb.12029

Microbial Biomass, Carbon Stocks and CO_2 Emission in Soils of the Franz Josef Land: High Arctic Tundra or Polar Deserts?

D. A. Nikitin[1, *], L. V. Lysak[2], N. S. Mergelov[3], A. V. Dolgikh[3], E. P. Zazovskaya[3], and S. V. Goryachkin[3]

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

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

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

**e-mail: dimnik90@mail.ru*

The biomass of prokaryotes and fungi, organic carbon stocks, and CO_2 emission were studied in the Cryosols and Leptosols at the Franz Josef Land archipelago.The highest carbon stocks were found in the Eutric Leptosols (Loamic, Humic) formed in the wind-sheltered areas (23.2 kg C/m^2 in the upper 50 cm), as well as in Turbic Cryosols (Humic) that contained organic matter buried by cryoturbations (13.7–20.7 kg C/m^2). The number of prokaryotes varied between 0.14 and 2.10 billion cells/g of soil, and the maximum values of their biomass were found in the litter. The fungi biomass varied from tens to hundreds of mg/g of soil depending on the type of soil and biotope. The share of spores was more than half of the total fungal biomass in 80% of cases. Spores and mycelium were mainly represented by small forms with a diameter of up to 2–3 microns. The length of the fungal mycelium ranged from 4 to 272 m/g of soil. The maximum development of fungi was observed in the lichen biocrusts and moss litters. The fungal biomass decreased exponentially with the depth of horizons, and at the same time the share of prokaryotes in microbial biomass increased by several times. The share of microbial carbon in the total organic carbon is higher in soils of barrens (the most extreme habitats among the studied ones), when compared to the soils of the local tundra areas (12.7 versus 2.5% accordingly). The levels of CO_2 emission from the surface of undisturbed soils varied in the range of 1.6–91.7 mg of C–CO_2 m^2 per hour and differed by tens of times between barrens and tundra areas. The studied soils are close to the soils of the Arctic tundra when compared by their carbon stocks and CO_2 emission values; however, their microbial biomass values and their distribution are close to the soils of Antarctica and hot deserts.

Keywords: High Arctic, carbon cycle, prokaryotes, fungi, functioning, extreme environment, cryogenic processes

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 463–472

МЕЛИОРАЦИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ИЗМЕНЕНИЕ ЗАСОЛЕННОСТИ ОРОШАЕМЫХ ПОЧВ УЧАСТКА ЧЕРВЛЕНОЕ ЗА ЧЕТВЕРТЬ ВЕКА (ВОЛГОГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2020 г. И. Н. Горохова[a], *, Н. Б. Хитров[a], Е. И. Кравченко[a]

[a] *Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: g-irina14@yandex.ru*

Поступила в редакцию 22.04.2019 г.
После доработки 26.07.2019 г.
Принята к публикации 27.11.2019 г.

На территорию орошаемого участка Червленое Светлоярской оросительной системы созданы карты засоленности и токсичной щелочности почв по состоянию на 2017–2018 гг. и проведено их сравнение с картами, отражающими состояние почв в целинных условиях и в период орошения на 1992 и 2006 гг. Участок расположен возле Волго-Донского канала на северных склонах возвышенности Ергени (Вологоградская область). Почвенный покров до орошения был представлен комплексом светло-каштановых солонцеватых суглинистых почв (Sodic Cambisols (Loamic, Ochric, Magnezic, Bathyprotosalic)) и степных солонцов (Endosalic Solonetz (Albic, Loamic, Columnic, Cutanic, Differentic, Ochric, Magnezic)) на лёссовидных суглинках. В ходе строительства оросительной системы почвенный покров заметно преобразован планировкой поверхности, а в ходе эксплуатации в 1970–1990 гг. из-за завышенных поливных норм подвергся вторичному засолению. Обсуждается изменение солевого состояния почв в течение последних 20–25 лет. Отмечаются как позитивные процессы частичного рассоления почв, так и негативные – ощелачивание верхних горизонтов.

Ключевые слова: токсичная щелочность, вторичное засоление, картографирование засоленных почв

DOI: 10.31857/S0032180X20040061

ВВЕДЕНИЕ

Современный мелиоративный комплекс Волгоградской области (180.7 тыс. га орошаемых земель на 01.01.2016 г.) [8] развивается на базе существующих и вновь создаваемых оросительных системах. В настоящее время одно из основных требований, которое предъявляется к мелиоративному комплексу, заключается в сохранении и воспроизводстве плодородия почв. Для выполнения этого требования необходимо понимание того, как трансформируется почвенный покров в результате орошения, проводя постоянный контроль за возникающими деградационными процессами, одними из которых являются вторичное засоление и осолонцевание почв.

Вопрос о вторичном засолении и осолонцевании при орошении почв детально проанализирован в работах классиков-почвоведов Ковды [12], Антипова-Каратаева [1], Бирюковой [3], Болышева [4], Базилевич, Панковой [2], Розанова [18], Зимовца [11] и др., основанных на анализе материалов, полученных в результате экспериментов.

На сегодняшний день, помимо традиционного наземного исследования [14, 19], привлекается множество других методов оценки засоленности почв. Обзор современной отечественной и зарубежной литературы за последние пять лет показывает, что идентификация засоленности почв активно ведется с привлечением гиперспектральной [23, 27] и мультиспектральной съемки [6, 21], геостатистических и статистических методов обработки данных [7, 13, 28], путем установления связи между засоленностью почв и различными природными факторами и элементами [25, 26, 28] и др.

Гиперспектральное дистанционное зондирование (Hyperion EO-1, HJ-HSI) – наиболее перспективно для количественной оценки засоления почв. Метод основан на выявлении чувствительных спектральных диапазонов (областей длин волн) для определения засоления почв в поверхностном горизонте и установлении взаимосвязи между спектральными показателями и значениями электропроводности [22, 23, 27]. Однако существуют ограничения, например, наличие растительности, которые препятствуют точности определения содержания солей в почве. Поэтому, такие исследования предлагается проводить по открытой поверхности почв [23].

Цзян и Шу [21] использовали оптическую и мультиспектральную съемку со спутника ETM+ для определения засоления почв с разных глубин (0–10, 10–30 и 30–50 см) на территории оазиса

Хиньянг (Китай). Полученные данные показали, что существует высокая корреляция между отражательной способностью и засолением почвы. Связь наиболее тесно проявляется в слое почвы 0–10 см и имеет $R^2 = 0.752$. Установлено, что засоление в слое 30–50 см соотносится с засолением почвы в слое 0–10 см и, опираясь на это соотношение, оценена засоленность почвы более глубоких горизонтов. Другими авторами [28] выявлен высокий потенциал коротковолновых инфракрасных (SWIR) полос со спутника Landsat для идентификации засоленных почв в районе Южного Туниса.

На территории равнины Сонгнен (Китай) в районе распространения содово-засоленных почв, которые часто дают усадку и трещины, проводился анализ взаимосвязи между характеристиками трещин и свойствами почв. Среди показателей, отражающих состояние трещин, наиболее сильна ($R^2 > 0.87$) была связь длины трещин с уровнем засоленности почв [26].

Изучением влияния высоты, уклона местности и др. на засоленность почв занимаются в странах Северной Африки [25, 28]. Для этого используется цифровая модель рельефа, откуда берутся значения уклонов и высоты поверхности с соответствующими выборками в поле. Результаты показывают, что в одних случаях высота и уклон местности влияют на концентрацию солей в почве [28], в других – засоленность почвы не имеет корреляции с градиентом уклона местности, но обнаружена хорошая связь между спектральными значениями, полученными с помощью космических снимков Landsat-7, и величиной электропроводности, что привело к созданию нового индекса засоленности почвы (SASI) [25].

Для пространственного изучения засоленности почв часто используется кригинг [7, 13, 28]. Некоторые результаты показывают, что техника кригинга обеспечивает надежные характеристики для классификации засоленных почв со среднеквадратической погрешностью 0.018 [28].

Отмечается, что современные данные с аэрофотоснимков, беспилотных летательных аппаратов, аэронавигационной электромагнитной разведки, мультиспектральных, гиперспектральных и микроволновых спутниковых материалов, радиолокационных и радиоэлектронных устройств удельного сопротивления, а также усовершенствованных методов обработки данных в ГИС повысили возможности точной идентификации и диагностики засоленности почв и грунтовых вод. Тем не менее наземное обоснование и лабораторный анализ остаются неотъемлемыми методами для достижения точности в определении засоленности и прогноза развития засоленности почв [24].

Как следует из литературного обзора, в настоящее время доминирует комплексный подход исследований засоленности почв, когда наземные методы сочетаются с использованием дистанционной информации, картографированием, геостатистикой и статистической обработкой полученных результатов.

Цель работы – анализ изменения засоленности и осолонцевания почв на орошаемом участке (**ОУ**) Червленое Светлоярской оросительной системы за длительный период мелиоративных воздействий, путем сравнения карт засоления почв, составленных за разные годы орошения, начиная с целинных условий и заканчивая современным периодом.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являлся ОУ Червленое Светлоярской оросительной системы, расположенной на юге Волгоградской области. История развития почв на участке Червленое существенно отличается от Светлоярского ОУ, исследованного ранее [6]. ОУ Червленое занимает два орошаемых массива на северных склонах возвышенности Ергени. Оросительная вода на участки подается из Волго-Донского канала. Полевые исследования на объекте проходили в начале августа 2017 г. На четырех маршрутах было заложено 34 точки опробования (скважины, прикопки и разрезы), отобрано 365 почвенных образцов. Дополнительно использовали данные Волгоградской гидрогеолого-мелиоративной партии (**ВГМП**) о составе водной вытяжки 1 : 5 образцов почв ОУ Червленое, полученных в ходе выполнения плановой солевой съемки в 2017–2018 гг. (36 точек, 324 образца) (рис. 1) и 2010–2012 гг. (24 точки, 216 образцов).

Природные условия. Возвышенность Ергени, служащая водоразделом Черного и Каспийского морей, расположена на юге Волгоградской области. С поверхности возвышенность покрыта мощной толщей лёссовидных суглинков (до 30 м), выходы коренных (морских) пород встречаются лишь в самых глубоких балках.

Наличие рыхлых песчано-глинистых отложений и положение северных Ергеней в тектонически погруженной зоне обусловило основные черты рельефа района. Отметки поверхности здесь не превышают 150–180 м, преобладают волнистые водоразделы и плавные склоны речных долин и балок. Территория имеет ассиметричное строение. Для возвышенности Ергени характерны ландшафты сухостепной зоны. Грунтовые воды залегают на глубине 30–40 м, но в балках глубина уменьшается до 1 м [9].

Почвенный покров северной части возвышенности Ергени в целинных условиях был представлен степными каштановыми солонцовыми ком-

плексами, развитыми на лёссовидных суглинках и глинах. В составе комплексов преобладали светло-каштановые солонцеватые почвы (Sodic Cambisols (Loamic, Ochric, Magnezic, Bathyprotosalic)) и солонцы (Endosalic Solonetz (Albic, Loamic, Columnic, Cutanic, Differentic, Ochric, Magnezic)). Несолонцеватые светло-каштановые почвы (Eutric Cambisols (Loamic, Ochric)) встречались редко. Разнообразие комплексов почвенного покрова дополняли лугово-, луговато-каштановые почвы (Eutric Cambisols (Loamic, Ochric) or Haplic Kastanozems (Loamic, Cambic)) потяжин, блюдцеобразных западин, а также перерытые и насыпанные почвы мест поселения землероев [10]. На рис. 2 представлен фрагмент карты ОУ Червленое, составленной в начале 1960-х Ленгипроводхозом [15].

Целинные светло-каштановые солонцеватые почвы характеризовались слабым или средним засолением, начинающимся глубже 50–100 см, сульфатно-хлоридно-натриевого или хлоридно-сульфатно-натриевого состава. Глубже 1.5 м засоление усиливалось и становилось хлоридно-сульфатно-натриевым. Среди солонцов преобладали средние и глубокие, засоленные начиная с 20–40 см. Засоление хлоридно-сульфатно-натриевое или сульфатно-хлоридно-натриевое средней и сильной степени, часто с участием соды в солонцовом горизонте. Глубже 1 м засоление хлоридно-сульфатно-натриевое [10, 16].

При изучении почв ОУ Червленое использовали комплексный подход. Морфологический: полевое описание разрезов и скважин до глубины 2 м, отбор образцов сплошной колонкой с шагом 10–30 см. Аналитический: водная вытяжка (1 : 5) из почвенных образцов и измерение активности ионов Ca^{2+}, Na^{+}, Cl^{-} в почвенных пастах с постоянной влажностью 40% ионоселективными электродами. Картографический: построение карт засоления почв с использованием панхроматических аэрофотоснимков (визуальное дешифрирование) (1992), методом картографической интерполяции (2006) и методом интерполяции кригинг, с привлечением космического снимка Канопус-В (август 2017 г.).

Методика составления карты засоления почв по панхроматическим аэрофотоснимкам (М 1 : : 25000) в 1992 г. опиралась на визуальное дешифрирование снимков по косвенному признаку – состоянию люцерны, так как в то время данная культура являлась преобладающей. Уровень грунтовых вод (**УГВ**) в 1990-х годах в результате орошения из-за переполивов стал высоким 2.5–1.5 м. Поля с люцерной в таких условиях на аэрофотоснимках выглядели как неоднородные, пятнистые. Пятна выпадов люцерны по фототону – светлые. Рисунок выпадов люцерны на снимках в зависимости от размера пятен делился на мелкопятнистый

а *б*

Рис. 1. ОУ Червленое на фоне RGB-снимка со спутника Канопус-В (август 2017 г.). Условные обозначения: *а* – авторские точки отбора почвенных образцов на местности (август, 2017 г.), *б* – точки отбора почвенных образцов ВГМП (2017–2018 гг.).

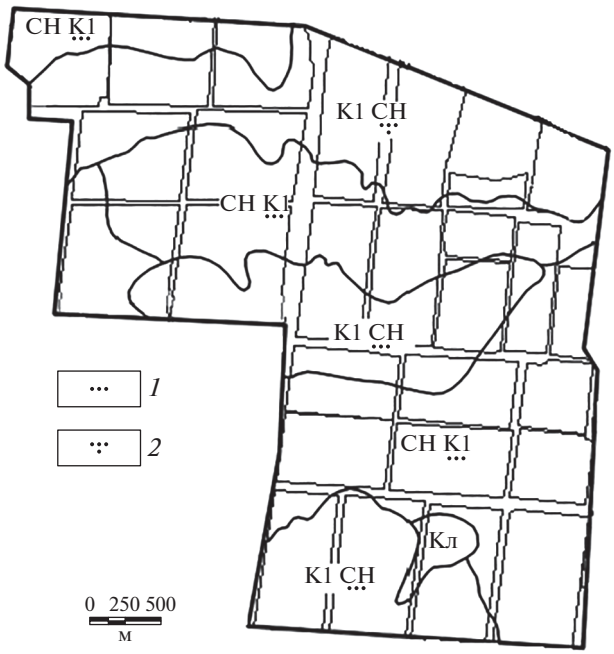

Рис. 2. Фрагмент почвенной карты ОУ Червленое, составленной на начало орошения Ленгипроводхозом (1965 г.). К1 – светло-каштановые почвы, СН – солонцы степные. Содержание компонентов в почвенных комплексах: *1* – 25–35%, *2* – 35–50% [15].

(отдельные пятна не превышали 50 м^2) и пятнистый (пятна 100–500 м^2).

По данным химических анализов в 1992 г., почвы светлых пятен относились к сильнозасоленным почвам в метровом слое, независимо от размеров пятен. Темно-серый элемент крупнопятнистого неоднородного контура характеризовался слабо-средним засолением почв. А темно-серый элемент мелкопятнистого контура – незасоленным-слабозасоленным [5].

Карта засоления почв 2006 г. была создана методом картографической интерполяции по равномерно-распределенным точкам пробоотбора [15].

Построение карт засоления почв за 2017–2018 гг. и осолонцевания почв (за 2010–2012 и 2017–2018 гг.) было выполнено в пакете программ Surfer-13 методом интерполяции крикинг, учитывая анизотропию расположения точек по широте и долготе. Кригинг предполагает, что объекты, которые находятся поблизости, более схожи, чем объекты, удаленные друг от друга. При этом каждая точка пробоотбора оказывает локальное влияние, которое уменьшается с увеличением расстояния. При расчете значения в точке, где не было пробоотбора, используются точки, значения показателя в которых известны, при этом вес точек стремительно уменьшается как функция от расстояния.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ материалов [5, 15–17], включая авторские, собранные в 2017 г. на территорию ОУ Червленое Светлоярской оросительной системы, позволил проследить за изменением засоления почв от целинных условий до настоящего времени. ОУ Червленое орошается с 60-х годов прошлого века. В результате планировки полей, распашки, орошения и др., почвы претерпели серьезное изменение, трансформировавшись в агроземы. Участок орошался и орошается водами Волго-Донского канала с минерализацией 0.5–2 г/л при отсутствии дренажа. Первоначально орошение проводилось поверхностным способом, начиная с 2000-х годов применяется полив дождеванием [15].

С 80-х и до начала 90-х годов прошлого века почвы ОУ Червленое подвергались вторичному засолению. В 1988 г. УГВ из-за завышенных поливных норм, приводящих к большим потерям воды, находился преимущественно на глубине 2.0–2.5 м, на некоторых участках достигал 1.5 м. Воды характеризовались минерализацией 3–10 г/л и хлоридно-натриевым составом. Повсеместно отмечалось вторичное засоление почв от слабого до сильного. До орошения среди почв, засоленных в первом метре, преобладали солонцы, которые составляли 25–50 и более 50%. После подъема УГВ вторичному засолению дополнительно подверглись глубоко- и потенциально-засоленные светло-каштановые и незасоленные лугово-каштановые почвы [17].

К 1992 г. вторичное засоление в метровом слое почвы в сильной и очень сильной степени распространялось на 40% территории: в северо-западной, северо-восточной (массив 1) и северной (массив 2) частях ОУ Червленое, где УГВ составлял 1.5–2.5 м. Среднее засоление было приурочено к центральной и восточной частям (массив 2) и также обусловлено близким УГВ (1–3 м). На остальной территории отмечалось слабое засоление, преимущественно при более глубоком (2.5–5 м) залегании грунтовых вод (рис. 3А) [5].

После 1992 г. орошение и возделывание культур было практически прекращено или проводилось на 1–2 полях в течение 15–18 лет. Прекращение орошения на значительной части участка привело к понижению УГВ до 3–5 м и существенному изменению засоления ранее орошаемых почв. Большинство сильнозасоленных почв трансформировались в средне-, слабо- и незасоленные. В первую очередь эти изменения коснулись вторично-засоленных светло-каштановых почв [15]. Карта засоленных почв (2006 г.), созданная по данным ВГМП и данным Почвенного института им. В.В. Докучаева [15] показывает, что большинство средне- и слабозасоленных почв, которые отмечались в девяностых годах прошлого столетия, трансформировались в слабо- и незасоленные почвы. Сильнозасоленные почвы сохранились лишь на незначительной площади (северо-западная часть массива 1) при повышенной минерализации грунтовых вод (5–10 г/л), залегающих на глубине 3–5 м.

В то же время отмечались площади, где степень засоления (слабая или средняя) по сравнению с 1992 г. сохранилась, а также участки, где степень засоления увеличилась со слабой до средней. Подобное явление свидетельствует о миграции солей в пределах метровой толщи и связано с варьированием засоленности почв (рис. 3, Б) [15].

В настоящее время на ОУ Червленое наблюдаются следующие изменения. УГВ находится ниже 5 м в течение многих (8–9) лет, выращиваются разные кормовые культуры (житняк, люцерна), полив осуществляется на отдельных полях дождеванием. Часть полей является залежью (5–7 лет). Профиль большинства почв промыт от солей до 50 см, соли преимущественно сосредоточены на глубине 50–100 см и ниже (рис. 4). Выпадов и пятен, связанных с засолением почв на возделываемых полях и космических изображениях полей не наблюдается. Отмечается пятнистость, вызванная другими причинами (окарбоначивание почв, плохая агротехническая обработка полей, недополив по краю поля и др.).

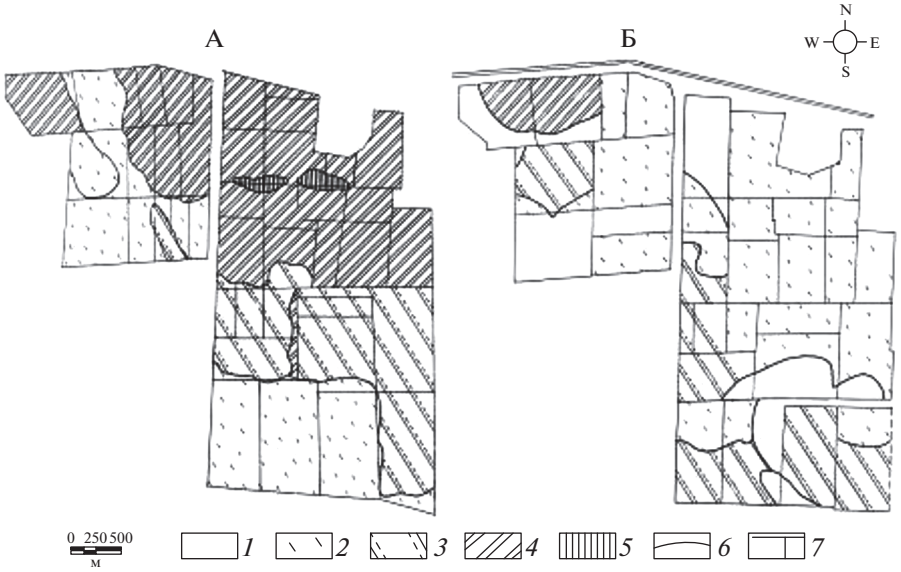

Рис. 3. Карты засоления почв ОУ Червленое, составленные в 1992 г. [5] (А) и в 2006 г. [15] (Б). Степень засоления почв: *1* – незасоленные, *2* – слабозасоленные, *3* – среднезасоленные, *4* – сильнозасоленные, *5* – очень сильнозасоленные, *6* – границы контуров засоления, *7* – границы полей.

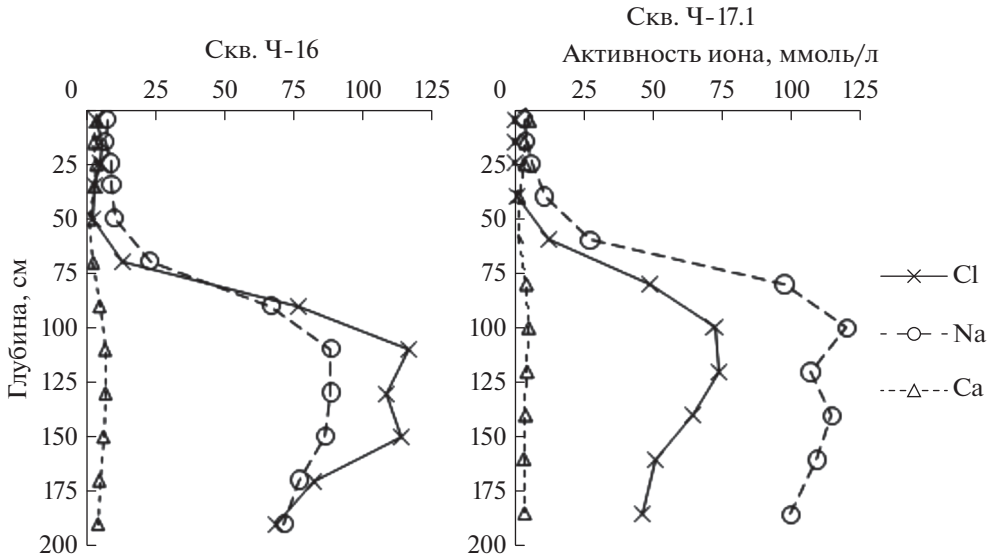

Рис. 4. Вертикальное распределение активности ионов Na^+, Cl^-, Ca^{2+}, измеренных в пастах с влажностью 40%, в выборочных скважинах (скв. Ч-16 и Ч-17.1). Название обеих почв: К-1977: светло-каштановая пахотная орошаемая карбонатная солончаковатая глубокогипсовая среднесуглинистая на лёссовидных суглинках, КР-2004(8): агрозем аккумулятивно-карбонатный сегрегационный глубоко гипсосодержащий солончаковатый среднесуглинистый на лёссовидных суглинках (2004), WRB-2014 (update 2015): Eutric Sodic Endoprotosalic Cambisol (Siltic, Aric, Protocalcic, Ochric).

Однако почвы, засоленные на глубине 50–100 и 100–200 см, остаются потенциально опасными, и информация о количестве и распределении солей в них является важной. Для этого, на ОУ Червленое в программе Surfer-13 были построены интерполяционные карты распределения средневзвешенной суммы токсичных солей (%), в слое 0–50, 50–100, 0–100 и 100–200 см (рис. 5). Для этого были использованы данные по скважинам, предоставленные ВГМП (2017–2018 гг.) и собственные полевые исследования 2017 г.

Величина средневзвешенной суммы токсичных солей в толще почвы 0–50 см на всем пространстве массивов 1 и 2 определяет почвы как незасоленные, лишь на востоке массива 2 отмечается слабая и средняя степень засоления. Это свидетельствует о

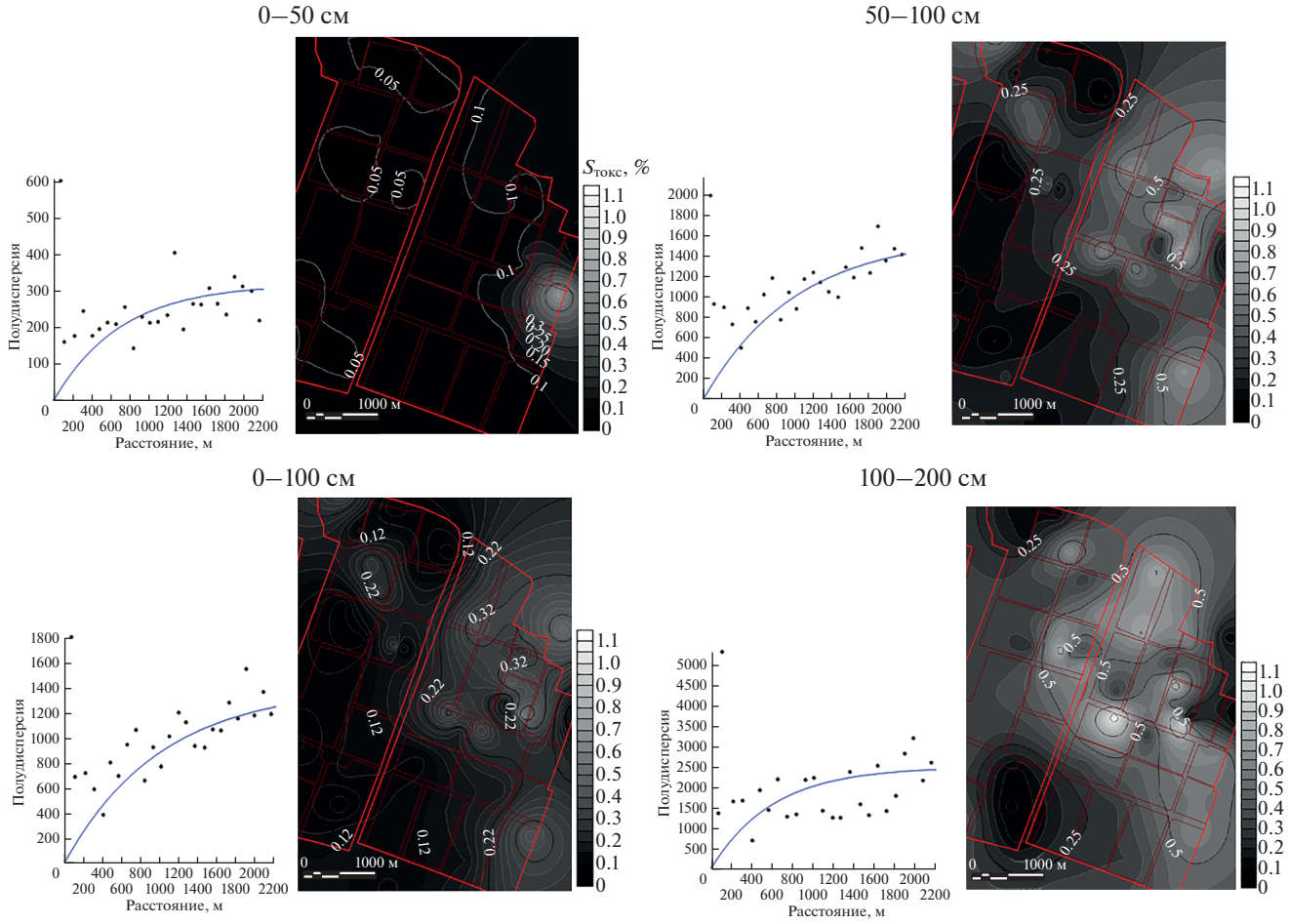

Рис. 5. Вариограммы и карты пространственного распределения содержания средневзвешенной суммы токсичных солей ($S_{токс}$, %) в слое 0–50, 50–100, 0–100, 100–200 см.

том, что почвы в слое 0–50 см преимущественно рассолились.

В слое 50–100 см напротив, на севере массива 1 и практически на пространстве всего массива 2 отмечается средняя и сильная степень засоления почв, и лишь северо-восточная, центральная и южная части массива 1 и юго-западная часть массива 2 имеют почвы незасоленные или слабозасоленные.

Средневзвешенное содержание токсичных солей в слое почвы 0–100 см дает очень обобщенное представление о пространственном распределении солей и отличается от более дифференцированного и точного распределения в слое 0–50 и 50–100 см. Тем не менее, карта засоленности почв в слое 0–100 см 2017–2018 гг. построена, чтобы провести сравнение с картой 2006 г., ситуация на которой существенно отличается от современной обстановки.

На большей части массива 1 наблюдается отсутствие засоления почв, лишь на севере отмечается засоление почв в слабой степени (сумма токсичных солей 0.1–0.25%, ХСФ[1]). На втором орошаемом массиве почвы северной и центральной части участка являются засоленными в слабо-средней степени (0.25–0.5%, ХСФ), на юго-западе массива почвы не засолены или засолены слабо (0–0.25%, ХСФ) и на юго-востоке отмечается слабо-среднее засоление почв (0.25–0.35%, ХСФ). То есть по сравнению с 2006 г. на участке отмечается увеличение засоленности почв, что связано с более интенсивным в настоящее время орошением и подтягиванием солей с глубины.

На глубине 100–200 см на обоих массивах почвы имеют горизонты преимущественно средней и сильной степени засоления. Только в почвах на юго-востоке массива 1 во втором метре засоление слабое или даже отсутствует. Иными словами, на большей части участка во втором метре почвенного профиля присутствует существенное коли-

[1] ХСФ – хлоридно-сульфатное засоление.

чество легкорастворимых солей, которые, в случае подъема УГВ, могут переместиться выше по профилю.

По данным водной вытяжки, химизм засоления почв на орошаемых массивах преимущественно хлоридно-сульфатный, иногда сульфатный и сульфатно-хлоридный. Вместе с тем значительное количество сульфатов в водной вытяжке обязано растворению гипса из твердой фазы. Это следует из данных измерения активности ионов Na^+, Cl^-, Ca^{2+} в почвенных пастах с влажностью 40 мас. %. В почвенном растворе общая концентрация сульфатов невелика, а гипс, имея растворимость 2 г/л, преимущественно находится в твердой фазе. В растворе доминируют ионы Na^+ и Cl^-. В большей части горизонтов активность Na^+ чуть больше активности Cl^-, поскольку катионы натрия в растворе компенсируются не только хлоридами, но и сульфатами (рис. 4, скв. Ч-17.1).

В меньшей части горизонтов, но достаточно регулярно в разных точках опробования в пределах всех территории ОУ Червленое, наблюдается обратная картина, активность Cl^- в пастах больше активности Na^+ (рис. 4, скв. Ч-16). Такое соотношение ионов обусловлено присутствием в растворе не только хлоридов натрия, но и хлоридов кальция и магния [13, 20]. Отмеченное явление мы рассматриваем как свидетельство сохранившихся признаков вторичного засоления почв орошаемого участка, максимум развития которого отмечался в 1980- и 1990-х годах. Специальный анализ распространения явления в 2107 г. показал, что почти 50% точек опробования имеют сохранившиеся следы вторичного засоления почв в средней и/или нижней части почвенного профиля. Во второй половине случаев в почвах, расположенных рядом, эти следы полностью отсутствуют в профиле засоленной почвы, то есть активность ионов Na^+ больше активности Cl^- по всему профилю. При этом чередование точек опробования с наличием хлоридов кальция и с их отсутствием в профиле почвы характерно для всех полей орошаемого участка.

Одним из неблагоприятных явлений при ирригации почв сухостепной и полупустынной зон является содопроявление в почвах, приводящее к осолонцеванию почв. Причины появления соды при орошении – результат обменных реакций и освобождение натрия из почвенного поглощающего комплекса. Похожие процессы протекают и на возвышенности Ергени.

На ОУ Червленое были получены и проанализированы распределения значений токсичной щелочности, рассчитанной по разности общей щелочности и содержания кальция в водной вытяжке, по сведениям 2010–2012 гг. (ВГМП) и 2017–2018 гг. (ВГМП и собственные данные). Были построены карты середины глубины слоя с максимальным содержанием токсичной щелочности (см) и карты максимального содержания токсичной щелочности в профиле почв за 2010–2012 и 2017–2018 гг. (рис. 6).

Горизонты с максимальным содержанием токсичной щелочности в профиле почв в 2010–2012 гг. находились преимущественно на глубине 100–200 см. Лишь в центре массива 1 и на севере и юге массива 2 они обнаруживались ближе к поверхности в интервале глубины 30–100 см. В 2017 – 2018 гг. горизонты с максимальной токсичной щелочностью на массиве 1 практически повсеместно приурочены к диапазону глубины 30–60 см. Ареалы почв с глубокими горизонтами (на глубине 100–200 см), имеющими токсическую щелочность, сохранились на части массива 2 (рис. 6А).

Значения максимальной токсичной щелочности в почвенном профиле (рис. 6Б) в 2010–2012 гг. достигали до 0.5 смоль(экв)/кг на большей части территории, и лишь на юго-востоке массива 2 до 1.0 смоль(экв)/кг и более. В 2017–2018 гг. щелочность варьирует в пределах 0.4–1.0 смоль(экв)/кг на всем орошаемом участке. Следовательно, за прошедший период произошло усиление процесса ощелачивания почв верхней части почвенного профиля, как закономерный результат частичного рассоления поверхностных горизонтов (рис. 6Б).

Обратим внимание, что большинство горизонтов почв рассматриваемого ОУ, в которых по данным водной вытяжки отмечена токсичная щелочность, содержат карбонаты кальция и проявляют сплошное бурное вскипание от HCl. В них также присутствует 5–20% обменного натрия. Иными словами, в почвах имеются физико-химические условия развития солонцового процесса, но подвижности ила пока препятствует сплошная пропитка карбонатами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для ОУ Червленое Волгоградской области созданы карты засоленности и токсичной щелочности почв по состоянию на 2017–2018 гг. и проведено их сравнение с картами, отражающими состояние почв в целинных условиях и в период орошения на 1992 и 2006 гг. Исходные степные светло-каштановые солонцовые комплексы после строительства оросительной системы были сильно преобразованы планировкой поверхности полей за счет срезки выпуклых элементов микрорельефа с солонцами и засыпки вогнутых элементов микрорельефа срезанным материалом. После начала эксплуатации оросительной системы в 1965 г. к 1990-м годам из-за переполивов произошел подъем УГВ выше критического, в результате которого почвы большей части орошаемого участка были подвержены среднему и сильному вторичному засолению вплоть до поверхности, став солончаковыми. Анализ карт показал, что в 2017–2018 гг. поверх-

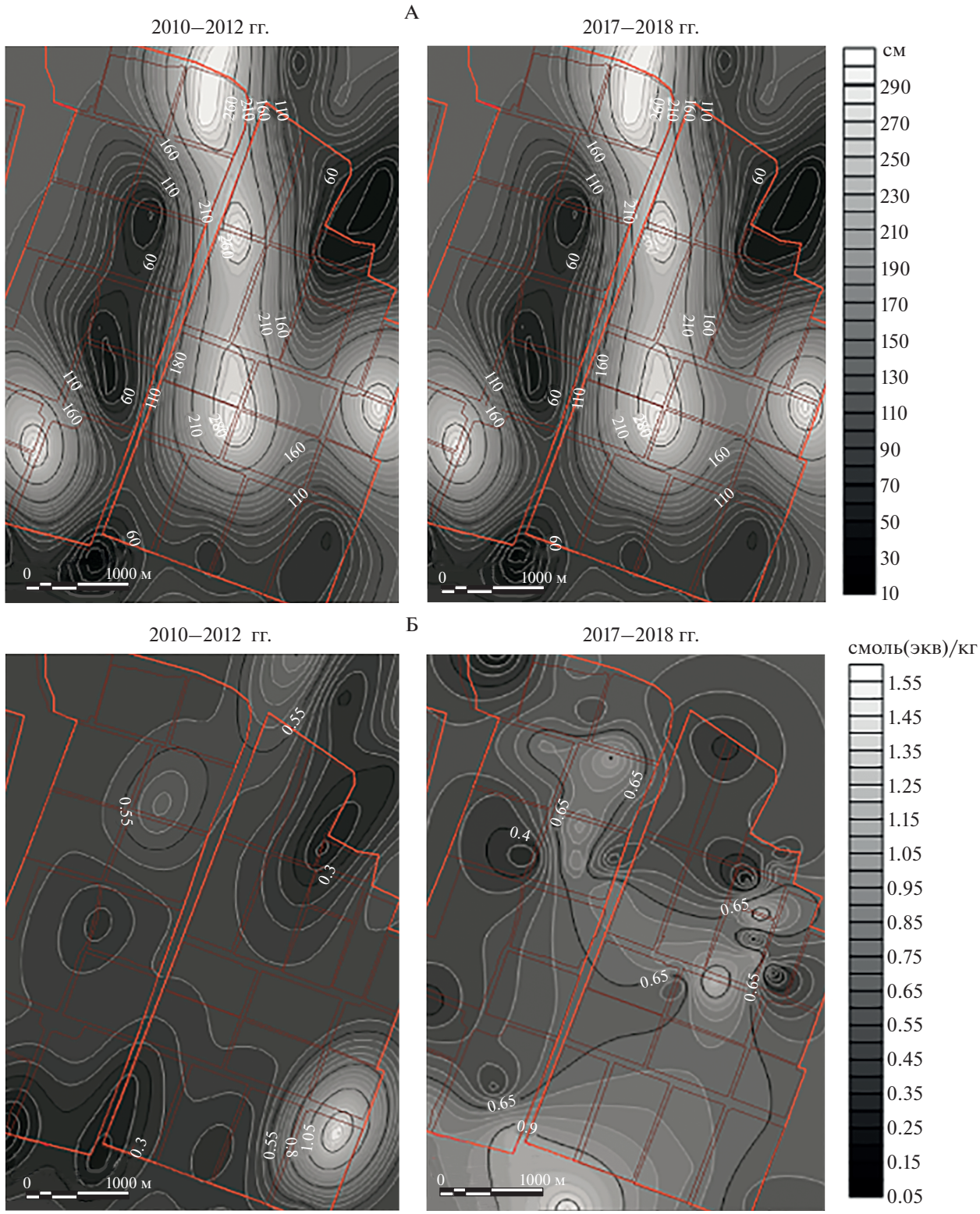

Рис. 6. Карты распределения глубины середины слоя с максимальным содержанием токсичной щелочности в профиле (А) и максимального содержания токсичной щелочности в профиле почв в 2010–2012 и 2017–2018 гг. (Б).

ностные горизонты почв (слой 0–50 см) на участке в основном являются незасоленными. В срединной части профиля почв (слой 50–100 см), напротив, характерны средняя и сильная степень засоления почв на значительной части исследуемой территории. Одновременно в незасоленных

горизонтах на глубине 20–60 см отмечается присутствие небольших количеств токсичной щелочности и 5–20% обменного натрия. Эти факты можно рассматривать как результат частичного рассоления и ощелачивания поверхностных горизонтов вторично засоленных почв в условиях временного прекращения орошения и постепенного понижения УГВ за последние 20–25 лет. Сопоставление современного состояния засоленности почв в слое 0–100 см с засолением 2006 г. показывает, что на участке, вновь используемом с орошением культур, отмечается увеличение засоленности почв за счет частичного подтягивания солей из срединных и нижних горизонтов. На глубине 100–200 см в почвах подавляющей части массива присутствует существенное количество легкорастворимых солей (средняя и сильная степень засоления), которые в случае подъема УГВ, могут переместиться выше по профилю.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антипов-Каратаев И.Н.* Вопросы происхождения и географического распространения солонцов СССР // Мелиорация солонцов в СССР. М.: Наука, 1953. Ч. 1. С. 11–269.
2. *Базилевич Н.И., Панкова Е.И.* Характеристика засоленных почв // Засоленные почвы Европейской части СССР и Закавказья // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1973. С. 21–203.
3. *Бирюкова А.П.* Влияние орошения на водный и солевой режим почв южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 267 с.
4. *Болышев Н.Н.* Происхождение и свойства почв полупустынь. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 195 с.
5. *Горохова И.Н., Панкова Е.И.* Метод дистанционного контроля за состоянием орошаемых земель юга России // Аридные экосистемы. 1997. Т. 3. № 5. С. 26–34.
6. *Горохова И.Н., Хитров Н.Б., Прокопьева К.О., Харланов В.А.* Почвенный покров Светлоярской оросительной системы через полвека мелиоративных воздействий // Почвоведение. 2018. № 8. С. 1–18. https://doi.org/10.1134/S0032180X18080130
7. *Горохова И.Н., Хитров Н.Б., Панкова Е.И., Прокопьева К.О.* Засоленность почв Светлоярского орошаемого массива в Волгоградской области в 2010-х годах // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 93. С. 75–93. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-93-75-93
8. Государственный (национальный) доклад о состоянии и использовании земель в Российской Федерации в 2015 году. Министерство эконом. развития, Федеральная служба гос. регистрации, кадастра и картографии. М., 2016. 202 с.
9. *Доскач А.Г.* Природное районирование Прикаспийской полупустыни. М.: Наука, 1979. 142 с.
10. *Дегтярева Е.Т., Жулидова А.И.* Почвы Волгоградской области. Волгоград: Нижне-Волжское изд-во, 1970. 319 с.
11. *Зимовец Б.А.* Экология и мелиорация почв сухостепной зоны. М.: ГОСНИТИ, 1991. 247 с.
12. *Ковда В.А.* Происхождение и режим засоленных почв. М.: Изд-во АН СССР. Т. 1–2. 1946–1947. С. 568, 372.
13. *Кравченко Е.И., Хитров Н.Б., Горохова И.Н.* Двумерное распределение засоления орошаемых почв рядом с оросительным каналом на участке “Червленое” Светлоярской оросительной системы // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 94. С. 19–37. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-94-19-37
14. *Любимова И.Н., Новикова А.Ф.* Влияние различных антропогенных воздействий на изменение почв солонцовых комплексов сухостепной зоны // Почвоведение. 2016. № 5. С. 633–643. https://doi.org/10.7868/S0032180X16050129
15. *Новикова А.Ф., Гэпин Л.О., Конюшкова М.В.* Динамика процессов засоления-рассоления почв участка “Червленое” Светлоярской оросительной системы в ирригационный и постирригационный периоды почв // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2009. Вып. 63. С. 16–24.
16. *Новикова А.Ф., Морозова А.С.* Засоленные почвы Волгоградской области // Почвоведение. 2003. № 9. С. 1061–1074.
17. *Панкова Е.И., Новикова А.Ф.* Мелиоративное состояние и вторичное засоление орошаемых земель Волгоградской области // Почвоведение. 2004. № 6. С. 731–744.
18. *Розанов Б.Г.* Генетическая морфология почв. М.: Изд-во Моск ун-та, 1975. 293 с.
19. *Хитров Н.Б., Роговнева Л.В., Добрицкая Е.Ю., Дунаева Е.А., Кириленко Н.Г., Попович В.Ф.* Солевое состояние рисовой системы севера Крыма после прекращения подачи воды // Таврический вестник аграрной науки. 2016. № 3(7). С. 140–154.
20. *Хитров Н.Б., Горохова И.Н., Кравченко Е.И.* Засоленность почвенной комбинации северного склона возвышенности Ергени после прекращения орошения // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 2020 (в печати).
21. *Jiang H., Shu H.* Optical remote-sensing data-based research on detecting soil salinity at different depth in an arid-area oasis, Xinjiang, China // Earth Science Informatics. 2018. P. 1–14. https://doi.org/10.1007/s12145-018-0358-2
22. *Chen J.-G., Chen J., Wang Q.-I., Zhang Y., Ding H., Huang Z.* Retrieval of Soil Dispersion Using Hyperspectral Remote Sensing // Indian Society of Remote Sensing. 2016. V. 44. P. 563–572. https://doi.org/10.1007/s12524-015-0530–9
23. *Lijie J.-L., Ming P., Xiaoqing Z., Xinjian D.-Y.-X., Lifang C., Runsen Z., Zhang.* Monitoring soil salt content using HJ-1A hyperspectral data: A case study of coastal areas in Rudong County, Eastern China // Chinese Geographical Science. 2015. V. 25. P. 213–223. https://doi.org/10.1007/s11769-014-0693-2

24. *Sethi M., Bundela D.S., Rajkumar.* Diagnosis and Prognosis of Salt-Affected Soils and Poor-Quality Waters Using Remote Sensing and Proximal Techniques // Innovative Saline Agriculture. 2016. P. 55–82. https://doi.org/10.1007/978-81-322-2770–0_3
25. *Yahiajui I., Douaoui A., Zhang Q., Ziane A.* Soil salinity prediction in the Lower Cheliff plain (Algeria) based on remote sensing and topographic feature analysis // Arid Land. 2015. V. 7. P. 794–805. https://doi.org/10.1007/s40333-015-0053-9
26. *Ren J., Li X., Zhao K.* Quantitative Analysis of Relationships Between Crack Characteristics and Properties of Soda-saline Soils in Songnen Plain, China // Chin. Geogra. Sci. 2015. V. 25. № 5. P. 591–601. https://doi.org/10.1007/s11769-015-0779-5
27. *Kumar S., Gautam G., Saha S.K.* Hyperspectral remote sensing data derived spectral indices in characterizing salt-affected soils: a case study of Indo-Gangetic plains of India // Environ. Earth Sci. 2015. V. 73. P 3299–3308. https://doi.org/10.1007/s12665-014-3613-y
28. *Fourati H.-T., Bouaziz S., Benzina M., Bouaziz M.* Detection of terrain indices related to soil salinity and mapping salt-affected soils using remote sensing and geostatistical techniques // Environ. Monito. Assess. 2017. V. 189. P. 177. https://doi.org/10.1007/S10661-017-5877-7

Changes in Soil Salinity at the Chervlenoe Irrigation Massive during a Quarter of the Century (Volgograd Region)

I. N. Gorokhova[1, *], N. B. Khitrov[1], and E. I. Kravchenko[1]

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

**e-mail: g-irina14@yandex.ru*

Maps of soil salinity and toxic alkalinity in 2017–2018 for the irrigation massive Chervlenoe of the Svetlyi Yar Irrigation System have been created. The maps are compared with soil maps for virgin conditions and with soil salinity maps compiled in 1992 and in 2006 for this territory when irrigation was on. The massive is located close to the Volga-Don Canal at the northern slopes of the Ergeni Upland. Before irrigation, the soil cover pattern comprised light-chestnut solonetzic loamy soils (Sodic Cambisols (Loamic, Ochric, Magnezic, Bathyprotosalic)) and steppe chestnut solonetzes (Endosalic Solonetz (Albic, Loamic, Columnic, Cutanic, Differentic, Ochric, Magnezic)) on loess-like loams. Soil cover pattern was distinctly transformed by surface leveling during irrigation system construction, and secondary salinization occurred during irrigation in 1970–s–1990–s. Changes of soil salinity status in the last 20–25 years are discussed. Both positive processes of partial salts leaching from soils and adverse ones – alkalinity rising to topsoils are emphasized.

Keywords: toxic alkalinity, secondary salinization, soil salinity mapping

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 473–482

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.434.2:631.6.02

ВЛИЯНИЕ НУЛЕВОЙ, МИНИМАЛЬНОЙ И КЛАССИЧЕСКОЙ ОБРАБОТОК НА ЭРОЗИЮ И СВОЙСТВА ПОЧВ В НИЖНЕЙ АВСТРИИ

© 2020 г. М. А. Комиссаров[a], *, А. Клик[b]

[a]*Уфимский институт биологии УФИЦ РАН, пр. Октября, 69, Уфа, 450054 Россия*

[b]*Университет природных ресурсов и прикладных наук, Матхгассе, 18, Вена, 1190 Австрия*

**e-mail: mkomissarov@list.ru*

Поступила в редакцию 04.06.2019 г.
После доработки 03.09.2019 г.
Принята к публикации 27.11.2019 г.

Изучено влияние длительного (около 25 лет) ведения различных систем земледелия на комплекс свойств почв и развитие эрозии в Нижней Австрии. Сравнивали три обработки: нулевую (NT), минимальную (CS) и классическую вспашку (CV). Установлено, что свойства Typic Argiudols (Luvic Phaeozems), сформированных на крутых (13.2%) склонах изменяются как в зависимости от вида обработки, так и от положения на склоне. В отличие от вспашки при почвосберегающих технологиях почвы содержали больше питательных элементов, пыли и ила, обладали лучшей водопроницаемостью и устойчивостью агрегатов к разрушению водой. Несмотря на почти в 2 раза большее количество глыбистых фракций (>10 мм), агрегатное состояние почвы при NT и CS было “отличным”. Для всех видов обработок почти все агрохимические, электро- и водно-физические показатели (за исключением pH и плотности почв) увеличивались вниз по склону, что связано с эрозией, а именно выносом взвешенных наносов водными потоками. Обнаружена тесная связь содержания $C_{орг}$ в почве с водоустойчивостью агрегатов ($r = 0.91$), концентрацией растворимых гуминовых и мелкодисперсных веществ ($r = 0.76$) и удельной электропроводностью ($r = 0.75$). Противоэрозионная эффективность обработок возрастала в ряду: CV–CS–NT. Для эрозионно-опасных склонов Альпийских предгорий рекомендуется использование нулевой или минимальной обработки почвы.

Ключевые слова: Альпийское предгорье, обработка почвы, свойства почвы, водная эрозия, Luvic Phaeozems

DOI: 10.31857/S0032180X20040073

ВВЕДЕНИЕ

Минимальная и нулевая обработки почв широко пропагандируются для уменьшения эрозии почв на склонах [3, 5, 35, 40]. По сравнению с традиционными они более экономичны [43], снижают физическую нагрузку за счет уменьшения интенсивности и глубины обработки почвы, на поверхности остается стерня и больше растительных остатков. Их наличие способствует сохранению влаги [36], улучшению структуры почвы [27, 39], ее водоустойчивости и водопроницаемости [28], тем самым снижая опасность развития эрозии [15, 19]. Клик и Еитзингер [32] считают, что противоэрозионный эффект от мульчи достигается при проективном покрытии не менее 30%, и в прямой зависимости от него уменьшается сток.

Эрозия почв является серьезной проблемой в сельском хозяйстве Австрии. Около 839000 га (25%) сельхозугодий уже эродировано, среди них на площади 248000 га потери почв превышают 6 т/га в год, что согласно европейским нормам считается критическим уровнем [50]. Ежегодный потенциальный смыв в Австрии может достигать 8 млн т мелкозема, при этом потери питательных веществ составили бы 16000 т общего азота и 8000 т калия [49].

За последние 40 лет в австрийской части дунайского бассейна интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов увеличилась на 32%. Суммер с соавт. [53] считают, что это связано в первую очередь с увеличением сельскохозяйственной освоенности водосборных участков и в некоторой степени – изменением климата. Это, а также возрастающая экологическая нагрузка, загрязнение водных объектов из-за поверхностного стока вынудило ученых и фермеров провести переоценку классической вспашки и апробировать альтернативные способы почвосберегающей обработки земель (No-till, Strip-till и др.). В мировом аграрном секторе ресурсосберегающие технологии уже применяются на площади более 94 млн га, в основном в государствах, занимающих лидирующие позиции в области производства сель-

скохозяйственной продукции (Канада, США, Бразилия, Аргентина, Новая Зеландия, Австралия и др.). На американском континенте интерес к нулевой технологии возник еще в 1931–1935 гг. после знаменитых пыльных бурь [30]. В настоящее время минимальная обработка почвы используется на 21% сельхозугодий в США и 56% – в Канаде [37]. В Южной Америке из-за резкого повышения цен на энергоносители в 1991–1995 гг. такие технологии начали широко распространяться, в Бразилии площадь сельхозугодий с их использованием достигла 60% [45], а в Аргентине – 80% [20]. В России технология No-till не так популярна и используется на относительно небольших площадях [1, 3, 11, 14, 34]. Вместе с тем, по мнению Трофимовой с соавт. [13], на черноземах применение приемов минимизации основной обработки рекомендуется только если они не деградированы или слабодеградированы, устойчивы к уплотнению, с плотностью почвы, не превышающей 1.1–1.3 г/см^3, твердостью 10–30 кг/см^2 и содержанием глыбистой фракции не более 30%. Ретроспективный мониторинг эродированных светло-серых лесных (Eutric Retisols (Cutanic)) и черноземов оподзоленных (Luvic Greyzemic Chernozems) Южного Предуралья показал, что для приостановления эрозионных процессов на пашне и восстановления плодородия целесообразно использование почвосберегающих технологий и зернотравяных севооборотов или же временный перевод ее в залежь [4].

В Европе, в частности в Австрии, почвосберегающие технологии также мало распространены. К 2003 г. их использовали только на 15% площади сельхозугодий [31]. В Австрии исследования по влиянию No-till на свойства почв, урожайность и противоэрозионную устойчивость ведутся с середины 1990 гг. [24, 25, 32, 33, 42].

Влияние использования технологии No-till на свойства и плодородие почв имеет региональные особенности. Например, в условиях Аргентины длительное (с 1993 по 2015 гг.) применение этой технологии способствовало увеличению содержания органического вещества на 6%, тогда как при вспашке оно уменьшилось на 1.7%, при этом на No-till урожайность была выше в среднем на 13% независимо от сложившихся погодных условий [20]. В восточной Канаде урожайность кукурузы, сои и пшеницы при их пятилетнем возделывании на нулевой обработке была на 20% меньше, чем на вспаханных участках [38]. В Южном Предуралье (Россия) применение технологии No-till на черноземе выщелоченном (Luvic Chernozem) слабоэродированном оказалось более эффективным по сравнению с классической обработкой только в засушливые годы [2]. В Нижней Австрии система нулевой обработки почвы способствовала лишь незначительному увеличению урожайности озимой пшеницы, кукурузы, сои и сахарной свеклы относительно традиционной вспашки [41].

Цель исследований – определить влияние длительного использования различных технологий обработки на комплекс свойств поверхностного слоя почв, сформированных на эрозионно-опасных склонах Альпийских предгорий. В задачи исследований входило определение водно-физических и агрохимических свойств почв в различных частях склонов, а также выявление основных факторов, определяющих устойчивость почв к водной эрозии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследований явились почвы, сформированные в Альпийском предгорье Австрии в 40 км севернее г. Вены (рис. 1). Исследования проводили на малопротяженном (100 м), крутом (13.2%) склоне юго-восточной (азимут 220°) экспозиции вблизи д. Мистелбах (48°35′01″ N, 16°35′16″ E, ~ 252 м над ур. м.). Климат местности умеренный, со среднегодовой температурой 9.8°C и количеством годовых осадков 559 мм. Ранее почва склона была классифицирована как Typic Argiudolls [31–33, 51] или Luvic Phaeozems (WRB). Исследуемая почва характеризуется пылевато-суглинистым (silt loams) гранулометрическим составом, слабощелочной реакцией среды и низким содержанием органического вещества.

На склоне изучали три участка, одинаковые по размеру (20 × 100 м) и примыкающие друг к другу, со следующими видами обработки:

1) нулевая обработка почвы, No-till (**NT**) с прямым посевом сеялками Accord Optima Hard Drive и Universal Pneumatic Seeders. Технологию на участке начали применять с 1994 г.;

2) минимальная обработка почвы (**CS**) с культивацией ротационной бороной на глубину 8 см с 1994 г.;

3) вспашка с оборотом пласта (**CV**) на глубину 20–25 см с использованием отвального плуга, а также рыхление почвы на 8 см дисковой бороной в два прохода. Участок начали распахивать с 1970-х годов.

В составе зернопропашного севооборота возделывали кукурузу, подсолнечник и сахарную свеклу, с расстоянием посевных междурядий 0.5–0.8 м; зерновые были представлены озимой пшеницей, овсом и ячменем [51].

Осенью 2016 г. были отобраны образцы почв из слоя 0–5 см в верхней, средней и нижней частях склонов, каждый образец почвы был смешан из пяти точек (отбор проб осуществляли маршрутным способом поперек склона). На момент отбора проб на варианте с нулевой обработкой почвы были обнаружены пожнивные остатки пшеницы, их проективное покрытие составило 50–60%, а высо-

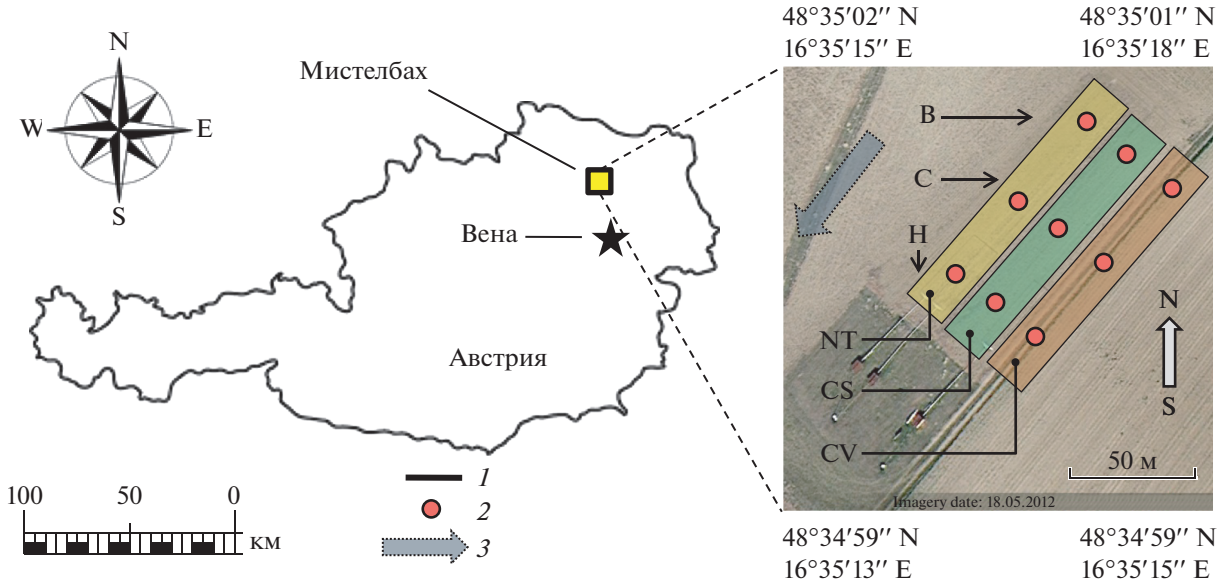

Рис. 1. Схема места проведения исследований и отбора проб. Здесь, в таблицах и рисунках: NT – нулевая обработка, CS – минимальная, CV – классическая вспашка; B – верхняя, C – средняя, H – нижняя часть склона, сред. – среднее по склону: *1* – граница участка, *2* – место отбора проб, *3* – направление стока.

та стерни 5–10 см. Агрохимические и водно-физические свойства определяли по методам [16], которые согласуются с международными: реакцию среды – портативным pH-метром (при соотношении почва : вода 1 : 2.5 в водной вытяжке), содержание карбонатов – с помощью кальциметра, удельную электропроводность почв – кондуктометром (отношение почва : вода 1 : 5 в водной вытяжке). Также определяли содержание фосфора, общего углерода и азота с использованием макроэлементарного анализатора (Vario MAX CN), концентрацию растворенных органических и нерастворенных мелкодисперсных веществ в почвенной суспензии (SAK, см$^{-1}$, при длине ультрафиолетовой волны 254 нм) – спектрофотометра (Hitachi UH 5300). Водоустойчивость почвенных агрегатов определяли стандартным методом мокрого просеивания [29], гранулометрический состав: песок (2.0–0.063 мм), пылеватые фракции (0.063–0.002 мм), ил (<0.002 мм) – методом пипетки на компьютеризированной установке (седиментационный метод); структурно-агрегатный состав – с использованием вибрационной установки с ситами диаметрами отверстий: 10, 8, 4, 2, 1, 0.5, 0.25 мм, водопроницаемость ненарушенных почвенных монолитов измеряли в лабораторных условиях при помощи специальных цилиндров (d = 5 см; h = 5 см) с фильтрами.

Для статистической обработки полученных результатов использовали пакет программ MS Excel 2007. В таблицах представлены средние значения и их стандартные отклонения (M ± SEM).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Продолжительное ведение различных систем земледелия на склоне отразилось на ряде водно-физических и агрохимических свойств почвы. Во многих работах отмечено, что при длительном использовании нулевой обработки возрастает плотность сложения почв [3, 22, 23], что способствует увеличению сопротивления почв к размыву [9]. На изученном склоне, несмотря на слабовыраженную тенденцию к уплотнению при No-till, плотность сохранялась в оптимальном для роста и развития практически всех сельскохозяйственных культур в диапазоне от 0.8 до 1.0 г/см^3 (табл. 1). По всей видимости это обусловлено наличием стерни и растительной мульчи при No-till на фоне относительно легкого гранулометрического состава (рис. 2). Интересно отметить, что при нулевой обработке плотность почвы, как и гранулометрический состав были одинаковыми по всему склону. При минимальной обработке и вспашке плотность сложения почвы была больше в верхней части. Книзу наблюдалось увеличение содержания средне- и мелкодисперсных фракций, причем при минимальной обработке была выражена только тенденция, а на пашне такое изменение было существенным ($p < 0.05$). В целом анализ гранулометрического состава показал приостановление передвижения пылеватых частиц и ила вниз по склону при No-till, что свидетельствует о ее противоэрозионной способности. Ранее показано [31, 51], что с 1994 по 2015 гг. на этом участке при традиционной вспашке потери почвы составляли в среднем 10.9,

Таблица 1. Свойства почв при различных видах обработки, M ± SEM

Часть склона	$C_{общ}$, %	pH H_2O	$N_{общ}$, %	$P_{общ}$, мг/100 г	$CaCO_3$, %	Удельная электропроводность, мСм/м	SAK 254, $см^{-1}$	C/N	Плотность, $г/см^3$
					NT				
Верх	2.9 ± 0.02	8.0 ± 0.00	0.2 ± 0.00	92.3 ± 2.2	1.5 ± 0.05	16.9 ± 0.6	0.7 ± 0.02	14.5 ± 0.02	1.0 ± 0.01
Середина	3.6 ± 0.02	8.0 ± 0.01	0.3 ± 0.01	95.6 ± 3.1	1.6 ± 0.03	21.0 ± 0.1	1.3 ± 0.03	12.0 ± 0.53	1.0 ± 0.01
Низ	4.3 ± 0.02	8.0 ± 0.01	0.3 ± 0.01	98.9 ± 2.4	2.2 ± 0.05	24.4 ± 0.1	1.4 ± 0.03	14.3 ± 0.56	1.0 ± 0.01
Среднее	3.6 ± 0.07	8.0 ± 0.02	0.3 ± 0.03	95.6 ± 3.2	1.7 ± 0.21	20.8 ± 1.0	1.1 ± 0.23	13.6 ± 0.91	1.0 ± 0.05
					CS				
Верх	2.7 ± 0.02	8.0 ± 0.01	0.2 ± 0.01	92.1 ± 1.3	1.2 ± 0.00	14.9 ± 0.1	0.6 ± 0.05	13.5 ± 0.10	1.0 ± 0.03
Середина	3.3 ± 0.02	8.0 ± 0.00	0.2 ± 0.00	93.1 ± 0.2	1.7 ± 0.00	17.3 ± 0.1	0.8 ± 0.02	16.5 ± 0.12	0.9 ± 0.01
Низ	3.5 ± 0.01	8.0 ± 0.01	0.3 ± 0.01	97.4 ± 1.7	2.1 ± 0.02	19.6 ± 0.9	1.0 ± 0.01	17.5 ± 0.49	0.9 ± 0.02
Среднее	3.2 ± 0.09	8.0 ± 0.02	0.2 ± 0.01	94.2 ± 2.2	1.7 ± 0.31	17.3 ± 1.2	0.8 ± 0.09	15.8 ± 1.19	0.9 ± 0.06
					CV				
Верх	2.4 ± 0.01	7.9 ± 0.01	0.2 ± 0.01	88.9 ± 1.2	1.7 ± 0.07	16.6 ± 0.1	0.5 ± 0.01	12.0 ± 0.28	0.9 ± 0.01
Середина	3.1 ± 0.03	8.1 ± 0.01	0.2 ± 0.00	89.5 ± 0.3	2.1 ± 0.01	14.9 ± 0.1	0.5 ± 0.01	15.5 ± 0.41	0.8 ± 0.01
Низ	3.1 ± 0.03	8.0 ± 0.01	0.2 ± 0.01	93.1 ± 1.7	2.2 ± 0.01	15.8 ± 0.1	0.5 ± 0.04	15.5 ± 0.53	0.8 ± 0.02
Среднее	2.9 ± 0.14	8.0 ± 0.03	0.2 ± 0.01	90.5 ± 1.2	2.0 ± 0.19	15.7 ± 0.6	0.5 ± 0.03	14.3 ± 1.07	0.8 ± 0.03

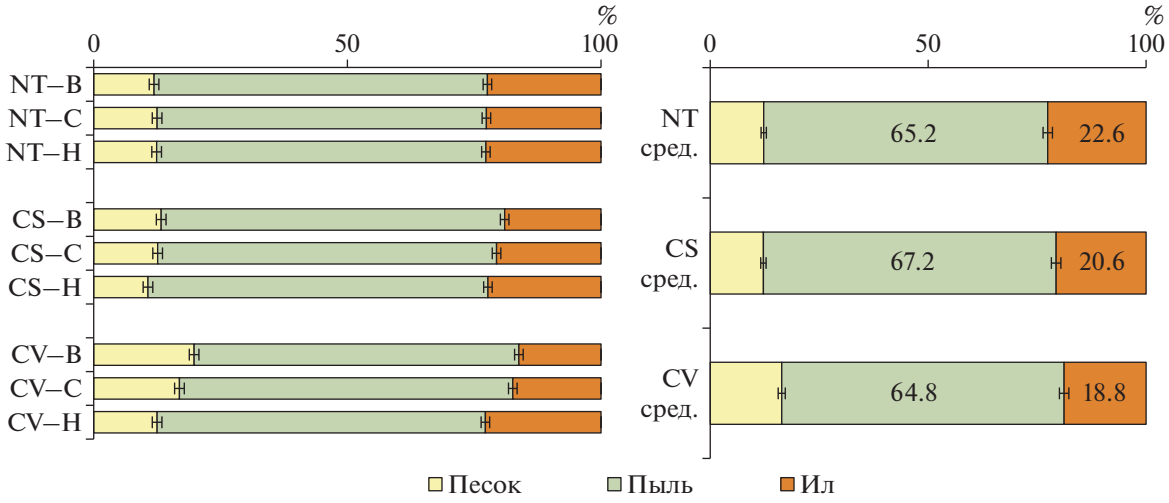

Рис. 2. Гранулометрический состав почв.

при минимальной – 1.55 и нулевой – 1.06 т/га в год, а жидкий сток 13.7, 7.7, 8.6 мм соответственно, и был обусловлен на 95% ливневыми осадками [32]. Это свидетельствует о разной скорости впитывания стока и согласуется с данными по влагозапасам: влажность почвы возрастала в ряду CV–CS–NT [31]. В целом аналогичная закономерность, а именно больший твердый сток на пашне и жидкий на залежи многолетних трав наблюдался на пологих склонах Южного Предуралья в условиях моделирования ливневых осадков [6], а также при снеготаянии [7].

Повышенный поверхностный сток на пашне обусловлен, прежде всего, ее водопроницаемостью, которая была в 1.5 раза ниже по сравнению с No-till (рис. 3). Например, в южной части Бразилии (регион Серрадо) и на юге африканской Сахары длительное использование No-till также способствовало улучшению впитывания воды почвой [46, 48], тогда как в странах северо-западной Европы эта технология напротив, приводила к снижению инфильтрации [47]. Исследования [6, 8] показали, что на пашне водопроницаемость лучше, чем на необработанной почве только первые часы, затем наступает предел водовместимости пахотного слоя и резкое снижение впитываемости. Это связано с тем, что на пашне почвенные агрегаты легко разрушаются водой и происходит закупоривание макропор. В полевых условиях дополнительное снижение водопроницаемости также может быть вызвано наличием плужной подошвы, которая выступает в качестве водоупора.

По мнению Лебедевой с соавт. [9], равновесие между процессами разрушения и образования структуры в почвах устанавливается через 20 лет после начала их обработки или даже раньше. К настоящему времени структура почвы при всех видах обработки оценивается как отличное агрегатное состояние, при этом в среднем по склону коэффициент структурности и сумма агрономически ценных агрегатов несколько увеличивались в ряду NT–CS–CV (табл. 2). Сходная закономерность наблюдалась и для черноземов обыкновенных и выщелоченных Центрально-Черноземного района России в условиях аналогичных обработок [13]. Несмотря на повышенное содержание глыбистой фракции при нулевой обработке структурные агрегаты в целом оказались более водоустойчивыми (рис. 4) и их устойчивость оценивалась как хорошая, тогда как при минимальной она была удовлетворительной, а традиционной вспашке – неудовлетворительной. Увеличение доли водоустойчивых агрегатов и снижение эродируемости почв также было отмечено и для сероземов (Calcaric Cambisol) в условиях продолжительного использования (16 лет) No-till в центральной части Китая (Лёссовое плато) [21]. Водоустойчивость в пределах исследуемого склона,

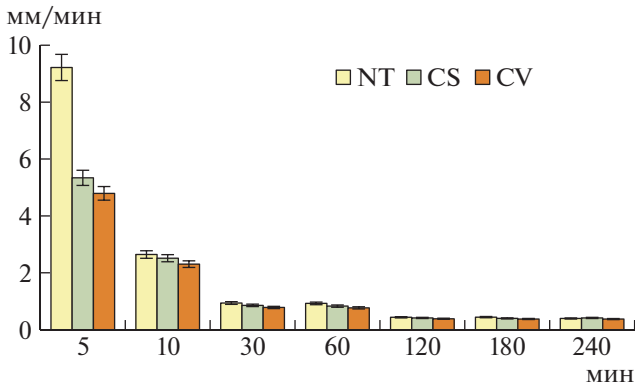

Рис. 3. Водопроницаемость почв (средние значения по склону).

Таблица 2. Структурно-агрегатный состав (%) 0–5 см слоя почвы в зависимости от положения на склоне и вида обработки, M ± SEM

Часть склона	Фракция, мм								$K_{стр}$	Σ (0.25–10.0 мм)
	>10	10–8	8–4	4–2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	<0.25		
NT										
Верх	15.8 ± 1.9	6.4 ± 0.5	17.6 ± 1.2	18.7 ± 0.2	18.1 ± 0.7	13.8 ± 0.4	6.5 ± 0.4	3.2 ± 0.2	4.3 ± 0.5	81.0 ± 1.7
Середина	26.2 ± 2.2	14.1 ± 1.7	22.5 ± 0.3	20.0 ± 1.4	9.5 ± 1.5	4.6 ± 0.6	1.8 ± 0.2	1.2 ± 0.1	2.6 ± 0.3	72.6 ± 2.1
Низ	28.2 ± 3.6	13.4 ± 0.9	23.4 ± 1.7	18.1 ± 1.2	8.7 ± 0.7	5.0 ± 0.3	2.0 ± 0.2	1.2 ± 0.8	2.4 ± 0.4	70.6 ± 3.5
Среднее	23.4 ± 4.9	11.3 ± 3.1	21.2 ± 2.3	19.0 ± 1.0	12.1 ± 3.7	7.8 ± 3.7	3.4 ± 1.9	1.9 ± 1.1	3.1 ± 0.8	74.7 ± 4.2
CS										
Верх	10.2 ± 3.1	2.2 ± 0.7	16.5 ± 1.6	20.8 ± 2.9	19.8 ± 1.3	17.7 ± 3.4	8.8 ± 2.3	3.8 ± 1.1	6.1 ± 1.4	86.0 ± 2.7
Середина	31.6 ± 1.4	7.2 ± 0.9	18.9 ± 1.4	15.9 ± 0.5	12.8 ± 1.0	8.7 ± 0.3	3.5 ± 0.2	1.5 ± 0.1	2.0 ± 0.1	66.9 ± 1.3
Низ	17.4 ± 1.2	6.9 ± 0.1	23.5 ± 1.5	20.5 ± 2.2	15.2 ± 2.5	10.7 ± 0.1	4.1 ± 0.2	1.7 ± 0.1	4.2 ± 0.3	80.9 ± 1.2
Среднее	20.5 ± 7.4	5.5 ± 2.0	21.0 ± 2.8	20.9 ± 3.2	14.8 ± 3.1	11.1 ± 3.4	4.5 ± 2.1	1.6 ± 1.0	4.1 ± 1.6	77.9 ± 6.8
CV										
Верх	7.7 ± 1.0	2.7 ± 0.8	18.7 ± 0.9	21.5 ± 2.1	25.7 ± 2.5	15.5 ± 0.6	5.9 ± 0.3	2.3 ± 0.1	9.0 ± 0.9	90.0 ± 0.9
Середина	11.4 ± 2.1	4.1 ± 0.2	13.9 ± 1.9	17.2 ± 1.8	22.3 ± 0.8	20.2 ± 1.6	7.6 ± 1.5	3.4 ± 0.8	5.8 ± 0.8	85.2 ± 1.8
Низ	10.5 ± 0.7	2.6 ± 0.6	15.7 ± 1.6	16.7 ± 0.9	23.6 ± 0.9	20.0 ± 1.2	8.0 ± 0.6	3.1 ± 0.4	6.4 ± 0.3	86.5 ± 0.6
Среднее	11.9 ± 1.8	3.7 ± 0.9	15.9 ± 2.3	19.6 ± 2.3	22.1 ± 2.0	17.2 ± 2.4	6.9 ± 1.2	2.7 ± 0.6	7.1 ± 1.3	87.2 ± 1.8

Примечание. $K_{стр}$ – коэффициент структурности; Σ (0.25–10.0 мм) – сумма агрономически ценных агрегатов.

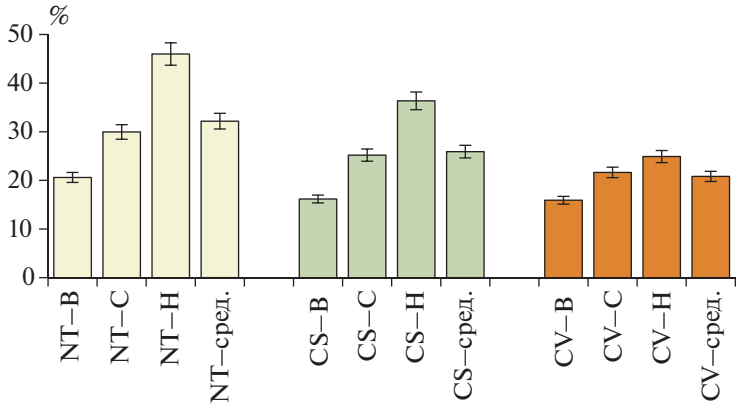

Рис. 4. Водоустойчивость почвенных агрегатов в зависимости от вида обработки и элемента рельефа.

как и содержание ила и пыли, последовательно возрастали к нижней части. Рядом авторов показано существенное увеличение водоустойчивых агрегатов с увеличением содержания физической глины [17, 54] и органического вещества [18, 26, 46] в почве. В наших исследованиях содержание водоустойчивых агрегатов (y) в большей степени коррелировало с количеством органического вещества (x) $y = 16.46x - 26.66$, $p < 0.001$, $r = 0.91$, чем с илом (z) $y = 0.16z - 0.18$, $p < 0.1$, $r = 0.59$.

Поскольку интенсивность эрозионных процессов на склоне различалась в зависимости от вида обработки, это отразилось на агрохимических свойствах почвы. В целом почва всех вариантов характеризовалась низким содержанием органического вещества, низкой и очень низкой обогащенностью его азотом. В почве пашни в среднем по склону было меньше питательных элементов, чем при почвосберегающих системах земледелия. Так, органического вещества было на 10–20% меньше, а фосфора на ~5%. Вместе с водно-эрозионными потоками при классической обработке немного сильнее вымывался и азот. Различия в содержании $C_{орг}$, фосфора и азота в почве при минимальной и нулевой обработке были незначительны. Содержание $CaCO_3$ и реакция среды почв по всем вариантам обработки существенно не различались. Концентрация растворимых гуминовых и мелкодисперсных веществ (SAK) в почвенной суспензии тесно связана с $C_{орг}$ ($r = 0.76$, $p < 0.05$), и при No-till она была в 2 раза выше, чем при вспашке, и на треть – минимальной. Удельная электропроводность почвы при нулевой обработке была на 17% выше, чем при минимальной и на 22% – классической. Было обнаружено, что она также имеет высокую силу связи с $C_{орг}$ ($r = 0.75$, $p < 0.05$). Обычно удельная электропроводность зависит от многих факторов: состава и структуры почвы, плотности, влажности, температуры, наличия примесей: солей, кислот, щелочей [12]. Способность почвы проводить электрический ток при всех обработках, как и отмеченные выше свойства почв (содержание тонких фракций, водоустойчивость агрегатов, $C_{орг}$ и SAK), увеличивалась вниз по склону. Аналогичная тенденция распределения была выявлена и по содержанию общего фосфора и карбонатов. Это свидетельствует о продолжении передвижения почвенно-эрозионного материала по склону, но интенсивность этих процессов снижается от классической обработки к минимальной и нулевой.

Интересно отметить, что ранее [31] на исследуемом склоне потери с пашни азота, фосфора и органического углерода составляли 24.0, 14.3 и 180.3 кг/га, а при минимальной – 9.4, 3.4, 53.2 кг/га и нулевой – 5.1, 1.9, 29.0 соответственно. По всей видимости, со временем смыв почвы на склоне снижался, а противоэрозионный эффект почвосберегающих обработок возрастал. Согласно расчетам по эрозионным моделям [44], темпы эрозии почв, как при традиционной системе земледелия, так и с применением почвосберегающих технологий в условиях изменения климата будут снижаться, и это в первую очередь связано с уменьшением эрозионного индекса дождя и вариативностью ливней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Продолжительное (25 лет) ведение различных систем земледелия на крутом склоне повлияло на комплекс свойств и развитие эрозии по-разному. По сравнению с почвосберегающими технологиями на пашне произошли существенные изменения в водно-физических и агрохимических свойствах: в почве склона увеличилось содержание песка в гранулометрическом составе, а в структурно-агрегатном – доли агрегатов размером 1–2 мм, снизились влагозапасы [31], водоустойчивость и водопроницаемость почв; содержание $C_{орг}$, питательных элементов (N, P) и соотношение C/N уменьшилось на 5–20%, удельная электропро-

водность снизилась на 25%, а SAK – в 2 раза. Эти изменения связаны как с особенностями технологии обработки почвы (механическое воздействие орудий техники), а также с эрозией. На всех вариантах обработки было обнаружено увеличение вышеперечисленных показателей вниз по склону в соответствии с эрозионным транспортом мелкодисперсных фракций почвы. В отношении сохранения питательных элементов и противоэрозионной устойчивости минимальная обработка была несколько хуже, чем No-till, но значительно лучше пашни. Таким образом, при возделывании сельскохозяйственных культур на эрозионно-опасных склонах в Нижней Австрии рекомендуется использовать прямой посев, а при технологической необходимости – минимальную. No-till по сравнению с классической вспашкой более эффективна и имеет ряд преимуществ: сохраняется плодородие почвы, снижается эрозия и несколько повышается урожайность [51], при этом происходит снижение трудозатрат, количества используемых орудий и техники, их воздействий на почву (проходов), экономия топлива.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность M. Faulhammer за помощь в проведении агрохимических анализов и F. Forster при ассистировании в лаборатории физики почв. Особая признательность И.М. Габбасовой, Т.Т. Гарипову.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке фонда OeAD (Австрийское агентство по международному сотрудничеству в образовании и исследованиях) по гранту “Ernst Mach”, а также в рамках государственного задания Минобрнауки России № 075-00326-19-00 по теме № АААА-А18-118022190102-3.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Власенко А.Н., Власенко Н.Г., Коротких Н.А.* Проблемы и перспективы разработки и освоения технологии No-till на черноземах лесостепи западной Сибири // Достижения науки и техники АПК. 2013. № 9. С. 16–19.
2. *Габбасова И.М., Сулейманов Р.Р., Гарипов Т.Т., Комиссаров М.А., Сидорова Л.В., Галимзянова Н.Ф., Liebelt P., Абакумов Е.В., Гималетдинова Г.А., Простякова З.Г.* Использование местных удобрений, почвенного гриба *Trichoderma koningii oudem* и No-till обработки для улучшения агрочернозема в Южном Предуралье // Сельскохозяйственная биология. 2018. Т. 53. № 5. С. 1004–1012. https://doi.org/10.15389/agrobiology.2018.5.1004rus
3. *Габбасова И.М., Сулейманов Р.Р., Хабиров И.К., Комиссаров М.А., Гарипов Т.Т., Сидорова Л.В., Асылбаев И.Г., Рафиков Б.В., Яубасаров Р.Б.* Оценка состояния агрочерноземов Зауральской степи в условиях использования системы обработки почвы No-till // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2014. № 6. С. 32–36. https://doi.org/10.3103/S1068367415010061
4. *Габбасова И.М., Сулейманов Р.Р., Хабиров И.К., Комиссаров М.А., Фрюауф М., Либельт П., Гарипов Т.Т., Сидорова Л.В., Хазиев Ф.Х.* Изменение эродированных почв во времени в зависимости от их сельскохозяйственного использования в Южном Предуралье // Почвоведение. 2016. № 10. С. 1277–1283. https://doi.org/10.7868/S0032180X16100075
5. *Завалин А.А., Дридигер В.К., Белобров В.П., Юдин С.А.* Азот в черноземах при традиционной технологии обработки и прямом посеве (обзор) // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1506–1516. https://doi.org/10.1134/S0032180X18120146
6. *Комиссаров М.А., Габбасова И.М.* Эрозия агрочерноземов при орошении дождеванием и моделировании осадков в Южной лесостепи Башкирского Предуралья // Почвоведение. 2017. № 2. С. 264–272. https://doi.org/10.7868/S0032180X17020071
7. *Комиссаров М.А., Габбасова И.М.* Эрозия почв при снеготаянии на пологих склонах в Южном Предуралье // Почвоведение. 2014. № 6. С. 734–743. https://doi.org/10.7868/S0032180X14060057
8. *Комиссаров М.А., Огура Ш.* Эффективность отвальной вспашки при дезактивации и реабилитации радиационно-загрязненных пастбищ Северной Японии // Почвоведение. 2018. № 8. С. 1014–1021. https://doi.org/10.1134/S0032180X18080051
9. *Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф., Горобец А.В., Судницын И.И.* Влияние плотности почвы, сопротивления разрыву и инфильтрации воды на скорость разрушения межагрегатных связей // Почвоведение. 2017. № 3. С. 354–359. https://doi.org/10.7868/S0032180X17010099
10. *Лебедева И.И., Чевердин Ю.И., Титова Т.В., Гребенников А.М., Маркина Л.Г.* Структурное состояние миграционно-мицелярных (типичных) агрочерноземов каменной степи в условиях разновозрастной пашни // Почвоведение. 2017. № 2. С. 227–238. https://doi.org/10.7868/S0032180X17020095
11. *Лицуков С.Д., Титовская А.И., Акинчин А.В., Сегидин А.Н.* Микробиологическая активность почвы при различных системах земледелия // Вестник Курской государственной сельскохозяйственной академии. 2013. № 8. С. 57–60.
12. *Поздняков А.И., Елисеев П.И., Поздняков Л.А.* Электрофизический подход к оценке некоторых элементов окультуренности и плодородия легких почв гумидной зоны // Почвоведение. 2015. № 7. С. 832–842. https://doi.org/10.7868/S0032180X15050068
13. *Трофимова Т.А., Коржов С.И., Гулевский В.А., Образцов В.Н.* Оценка степени физической деградации и пригодности черноземов к минимизации основной обработки почвы // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1125–1131. https://doi.org/10.1134/S0032180X18090125

14. *Чекаев Н.П., Власова Т.А., Кочмина Е.О.* Изменение агрофизических показателей чернозема выщелоченного и урожайности яровой пшеницы в условиях внедрения технологии No-till // Нива Поволжья. 2015. № 2(35). С. 74–79.
15. *Adekalu K.O., Okunade D.A., Osunbitan J.A.* Compaction and mulching effects on soil loss and runoff from two southwestern Nigeria agricultural soils // Geoderma. 2006. V. 137. P. 226–230. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.08.012
16. Applied Soil Physics, LV-Nr. 815306; Physical and selected chemical methods of soil analysis, LV-Nr. 815313. https://manualzz.com/doc/4710797/lv-nr.-815306-applied-soil-physics-lv
17. *Attou F., Bruand A., Le Bissonnais Y.* Effect of clay content and silt-clay fabric on stability of artificial aggregates // Eur. J. Soil Sci. 1998. V. 49. P. 569–577. https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.1998.4940569.x
18. *Belaid H, Habaieb H.* Soil aggregate stability in a Tunisian semi-arid environment with reference to fractal analysis // J. Soil Sci. Environ. Managem. 2015. V. 6. P. 16–23. https://doi.org/10.5897/JSSEM2012.0360
19. *Edwards L., Burney J.R., Richter G., MacRae A.H.* Evaluation of compost and straw mulching on soil-loss characteristics in erosion plots of potatoes in Prince Edward Island, Canada // Agriculture, Ecosystems Environment. 2000. V. 81. P. 217–222. https://doi.org/10.1016/S0167-8809(00)00162-6
20. *Fernandez R., Frasier I., Noellemeyer E., Quiroga A.* Soil quality and productivity under zero tillage and grazing on Mollisols in Argentina – A long-term study // Geoderma Regional. 2017. V. 11. P. 44–52. https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2017.09.002
21. *Gao L., Wang B., Li S., Wu H., Wu X., Liang G., Gong D., Zhang X., Cai D., Degre A.* Soil wet aggregate distribution and pore size distribution under different tillage systems after 16 years in the Loess Plateau of China // Catena. 2019. V. 173. P. 38–47. https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.043
22. *Girardello V.C., Amado T.J.C., Nicoloso R.S., Horbe T.A.N., Ferreira A.O., Tabaldi F.M., Lanzanova M.E.* Changes in physical properties of a red Oxisol and of soybean yield under no-tillage affected by chisel plow types // Revista Brasileira de Ciencia do Solo. 2011. V. 35. P. 2115–2126. https://doi.org/10.1590/S0100-06832011000600026
23. *Gozubuyuk Z., Sahin U., Ozturk I., Celik A., Adiguzel M.C.* Tillage effects on certain physical and hydraulic properties of a loamy soil under a crop rotation in a semi-arid region with a cool climate // Catena. 2014. V. 118. P. 195–205. https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.01.006
24. *Himmelbauer M.L., Sobotik M., Loiskandl W.* No-tillage farming, soil fertility and maize root growth // Archives of Agronomy and Soil Science. 2012. V. 58 (Suppl. 11). P. 151–157. https://doi.org/10.1080/03650340.2012.695867
25. *Hosl R., Strauss P.* Conservation tillage practices in the alpine forelands of Austria-Are they effective? // Catena. 2016. V. 137. P. 44–51. https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.08.009
26. *Jensen J.L., Schjonning P., Watts C.W., Christensen B.T., Peltre C., Munkholm L.J.* Relating soil C and organic matter fractions to soil structural stability // Geoderma. 2019. V. 337. P. 834–843. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.10.034
27. *Jordan A., Zavala L.M., Gil J.* Effects of mulching on soil physical properties and runoff under semi-arid conditions in southern Spain // Catena. 2010. V. 81. P. 77–85. https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.01.007
28. *Kahlon M.S., Lal R., Varughese M.A.* Twenty-two years of tillage and mulching impacts on soil physical characteristics and carbon sequestration in Central Ohio // Soil Tillage Res. 2013. V. 126. P. 151–158. https://doi.org/10.1016/j.still.2012.08.001
29. *Kandeler E., Murer E.* Aggregate stability and soil processes in a soil with different cultivation // Geoderma. 1993. V. 56. P. 503–513. https://doi.org/10.1016/0016-7061(93)90130-D
30. *Kimberlin L.W., Hidlebaugh A.L., Grunewald A.R.* The potential wind erosion problem in the United States // Transactions Am. Soc. Agricul. Eng. 1977. V. 20. P. 873–879.
31. *Klik A.* Einfluss unterschiedlicher bodenbearbeitung auf oberflachenabfluss, bodenabtrag sowie auf nahrstoff- und pestizidaustrage // Osterreichische Wasser- und Abfallwirtschaft. 2003. V. 55. P. 89–96.
32. *Klik A., Eitzinger J.* Impact of climate change on soil erosion and the efficiency of soil conservation practices in Austria // J. Agricul. Sci. 2010. V. 148. P. 529–541. https://doi.org/10.1017/S0021859610000158
33. *Klik A., Strohmeier S.M.* Reducing soil erosion by using sustainable soil management systems // Wasserwirtschaft. 2011. V. 101. №. 9. P. 20–24.
34. *Kuhling I., Redozubov D., Broll G., Trautz D.* Impact of tillage, seeding rate and seeding depth on soil moisture and dryland spring wheat yield in Western Siberia // Soil Tillage Res. 2017. V. 170. P. 43–52. https://doi.org/10.1016/j.still.2017.02.009
35. *Lenka N.K., Lal R.* Soil aggregation and greenhouse gas flux after 15 years of wheat straw and fertilizer management in a no-till system // Soil Tillage Res. 2013. V. 126. P. 78–89. https://doi.org/10.1016/j.still.2012.08.011
36. *Liebelt P., Fruhauf M., Suleymanov R., Komissarov M., Yumaguzhina D., Galimova R.* Causes, consequences and opportunities of the post-Soviet land use changes in the forest-steppe zone of Bashkortostan // GEOÖKO. Goettingen, 2015. V. XXXVI. P. 77–111.
37. *Malhi S.S., Legere A., Vanasse A., Parent G.* Effects of long-term tillage, terminating no-till and cropping system on organic C and N, and available nutrients in a Gleysolic soil in Quebec, Canada // J. Agricult. Sci. 2018. V. 156. P. 472–480. https://doi.org/10.1017/S0021859618000448
38. *Morrison M.J., Cober E.R., Gregorich E.G., Voldeng H.D., Ma B., Topp G.C.* Tillage and crop rotation effects on the yield of corn, soybean, and wheat in eastern Canada // Can. J. Plant Sci. 2018. V. 98. № 1. P. 183–191. https://doi.org/10.1139/cjps-2016-0407
39. *Mulumba L.N., Lal R.* Mulching effects on selected soil physical properties // Soil Tillage Res. 2008. V. 98. P. 106–111. https://doi.org/10.1016/j.still.2007.10.011
40. *Myers J.L., Wagger M.G.* Runoff and sediment loss from three tillage systems under simulated rainfall // Soil Tillage Res. 1996. V. 39. P. 115–129. https://doi.org/10.1016/S0167-1987(96)01041-0

41. *Neugschwandtner R.W., Kaul H.P., Liebhard P., Wagentristl H.* Winter wheat yields in a long-term tillage experiment under Pannonian climate conditions // Plant, Soil Environ. 2015. V. 61. P. 145–150. https://doi.org/10.17221/820/2014-PSE
42. *Neugschwandtner R.W., Liebhard P., Kaul H.P., Wagentristl H.* Soil chemical properties as affected by tillage and crop rotation in a long-term field experiment // Plant, Soil and Environ. 2014. V. 6. P. 57–62. https://doi.org/10.17221/879/2013-PSE
43. *Rosner J., Zwatz E., Klik A., Gyuricza C.* Conservation tillage systems–soil–nutrient–and herbicide loss in lower Austria and the mycotoxin problem // 15th International Congress of ISCO. Geographical Research Institute, Hungary, 2008.
44. *Scholz G., Quinton J.N., Strauss P.* Soil erosion from sugar beet in Central Europe in response to climate change induced seasonal precipitation variations. Catena. 2008. V. 72. P. 91–105. https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.04.005
45. *Silva F.A.M., Naudin K., Corbeels M., Scopel E., Affholder F.* Impact of conservation agriculture on the agronomic and environmental performances of maize cropping under contrasting climatic conditions of the Brazilian Cerrado // Field Crops Res. 2019. V. 230. P. 72–83. https://doi.org/10.1016/j.fcr.2018.10.009
46. *Sithole N.J., Magwaza L.S., Thibaud G.R.* Long-term impact of no-till conservation agriculture and N-fertilizer on soil aggregate stability, infiltration and distribution of C in different size fractions // Soil Tillage Res. 2019. V. 190. P. 147–156. https://doi.org/10.1016/j.still.2019.03.004
47. *Skaalsveen K., Ingram J., Clarke L.E.* The effect of no-till farming on the soil functions of water purification and retention in north-western Europe: A literature review // Soil Tillage Res. 2019. V. 189. P. 98–109. https://doi.org/10.1016/j.still.2019.01.004
48. *Souza L.H.C., Matos E.D.S., Magalhaes C.A.D.S., de la Torre E.R., Lamas F.M., Lal R.* Soil carbon and nitrogen stocks and physical properties under no-till and conventional tillage cotton-based systems in the Brazilian Cerrado // Land Degradation Development. 2018. V. 29. №. 10. P. 3405–3412. https://doi.org/10.1002/ldr.3105
49. *Stalzer W.* Rahmenbedingungen fur eine gewasservertragliche Landbewirtschaftung. In: Bundesamt für Wasserwirtschaft (Hrsg.): Gewasservertragliche Landbewirtschaftung. Konsequenzen fur die Land-, Forst- und Wasserwirtschaft. Schriftenreihe des Bundesamtes fur Wasserwirtschaft. Bd. 1. 1995. P. 1–24.
50. *Strauss P., Klaghofer E.* Austria. In Soil erosion in Europe. Chichester: Wiley, 2006. P. 205–212.
51. *Strohmeier S., Laaha G., Holzmann H., Klik A.* Magnitude and occurrence probability of soil loss: a risk analytical approach for the plot scale for two sites in Lower Austria // Land Degradation Development. 2016. V. 27. P. 43–51. https://doi.org/10.1002/ldr.2354
52. *Strudley M.W., Green T.R., Ascough J.C.* Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: state of the science // Soil Tillage Res. 2008. V. 99. P. 4–48. https://doi.org/10.1016/j.still.2008.01.007
53. *Summer W., Klaghofer E., Zhang W.* (Eds.). Modelling soil erosion, sediment transport and closely related hydrological processes. International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publications. Wallingford, 1998. V. 249. 453 p.
54. *Vaezi A., Eslami S., Keesstra S.* Interrill erodibility in relation to aggregate size class in a semi-arid soil under simulated rainfalls // Catena. 2018. V. 167. P. 385–398. https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.05.003

Impact of No-Till, Conservation and Conventional Tillage on Erosion and Soil Properties in Lower Austria

M. A. Komissarov[1, *] and A. Klik[2]

[1]*Ufa Institute of Biology UFRC, Russian Academy of Science, Ufa, 450054 Russia*

[2]*Institute of Hydraulics and Rural Water Management, University of Natural Resources and Life Sciences, Vienna, 1190 Austria*

**e-mail: mkomissarov@list.ru*

The effect of long-term (about 25 years) management of various farming systems on the complex of soil properties and the development of erosion in Lower Austria has been studied. Three treatments were compared: zero (NT), minimum (CS) and classical plowing (CV). It has been established that the properties of Typic Argiudols (*Luvic Phaeozems*) formed on steep slopes vary both depending on the type of treatment and on the position on the slope. Unlike of plowing, the soil under soil-saving technologies contained more nutrients, silt and clay, had better water permeability and resistance of the aggregates to water destruction. Despite the fact that the amount of lumpy fractions almost doubled, the aggregate state of the NT and CS soil was "excellent". For all types of treatments, almost of all agrochemical, electro-and water-physical parameters (with the exception of pH and bulk density) increased down the slope, which is associated with erosion, namely the removal of suspended sediment by water flows. A close relationship was found between the C_{org} content in the soil and the water resistance of the aggregates ($r = 0.91$), SAK ($r = 0.76$) and electrical conductivity ($r = 0.75$). Anti-erosion effectiveness of treatments increased in the series: CV–CS–NT. For erosion-prone slopes of the Alpine foothills, zero or minimal tillage is recommended.

Keywords: Alpine foothills, tillage, soil properties, water erosion, *Luvic Phaeozems*

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 483–494

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.48

РАЗВИТИЕ СОЛОНЧАКОВОГО ПРОЦЕССА В ПОЧВАХ ДОЛИН МАЛЫХ РЕК ТАЕЖНО-ЛЕСНОЙ ЗОНЫ В СВЯЗИ С ПРОИЗВОДСТВОМ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

© 2020 г. О. З. Еремченко[a], *, И. В. Пахоруков[a], И. Е. Шестаков[a]

[a] *Пермский государственный национальный исследовательский университет, ул. Букирева, 15, Пермь, 614990 Россия*

**e-mail: eremch@psu.ru*

Поступила в редакцию 23.05.2019 г.
После доработки 05.09.2019 г.
Принята к публикации 28.11.2019 г.

Обследованы вторично засоленные аллювиальные почвы, формирующиеся в условиях таежно-лесной зоны на территории Верхнекамского месторождения солей. Результаты показали, что причиной устойчивого засоления почв являются минерализованные воды, фильтрующиеся от складируемых отходов производства калийных солей. Под действием поверхностных и подземных вод хлоридного натриевого и калиево-натриевого состава образуются солончаковые почвы и вторичные солончаки. Выявлены особенности и составлен прогноз техногенной эволюции аллювиальных почв: нейтрализация кислотности, гипсообразование, появление карбонатов, вхождение натрия и калия в почвенный поглощающий комплекс и повышение насыщенности его основаниями. Для более полного отражения специфики техногенного засоления почв, сохранивших основные морфологические признаки природного профиля, целесообразно дополнить систему Мировой реферативной базы почвенных ресурсов квалификаторами: Salictechnic, Chloridictechnic, Gypsictechnic, Sodictechnic.

Ключевые слова: аллювиальные почвы, вторичное засоление, карбонато- и гипсообразование, классификация почв, прогноз эволюции

DOI: 10.31857/S0032180X2004005X

ВВЕДЕНИЕ

Антропогенная трансформация природной среды на современном этапе приводит к глобальным изменениям почв. Для установления контроля над изменяющимися экосистемами Земли основополагающее значение имеет оценка состояния и прогноз эволюции почвенного покрова [16, 29, 31]. Серьезную экологическую опасность представляет нарастающая засоленность почв, вызванная природными и антропогенными процессами. Глобальная площадь первичных солесодержащих почв составляет около 955 млн га, а вторичное засоление развито еще на 77 млн га, 58% из которых приходится на орошаемые районы [26]. Дополнительную угрозу вторичного галогенеза создают поиск и добыча нефти [12–14, 17], образование техногенных хвостохранилищ и шламохранилищ [10, 18, 21, 32]. Вторичная солонцеватость почв, проявившаяся в насыщенности почвенного поглощающего комплекса натрием, формируется вследствие применения антиобледенителей на дорогах [19, 27, 30]. Засоление почв связано с производством солей, в частности соды [22, 24]. В Польше вблизи Иновроцловского содового завода и его прудов-отстойников с отходами производства засоленные почвы образовались на площади 135 га [25].

Основной предпосылкой устойчивой засоленности почв в условиях умеренного гумидного климата служит регулярное поступление солей. В южной тайге Западной Сибири под воздействием артезианских минерализованных вод хлоридно-натриевого состава получил развитие солончаковый процесс. За 25-летний период воздействия подземных вод почвы первой надпойменной террасы и высокой поймы трансформировались в солончаки хлоридно-натриевые со слабощелочной и щелочной реакцией. В пределах низкой поймы сформировались аллювиальные солончаковые почвы [17].

В настоящей работе рассмотрено засоление почв вследствие развития калийного производства в таежно-лесной зоне Пермского края. Верхнекамское месторождение – одно из крупнейших в мире по величине запасов солей. Калийное производство сопровождается накоплением отходов, к настоящему времени их суммарное количество достигло 425 млн т. Наряду с твердыми галитовыми отходами, складируемыми на поверхности в виде солеотвалов, применяемые технологии сопровождаются образованием значительных объе-

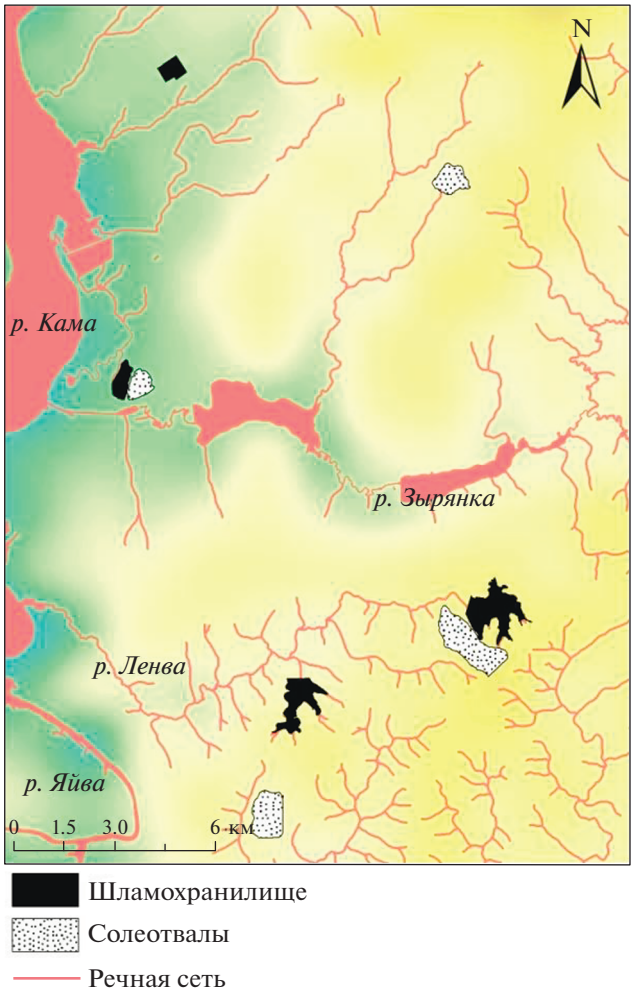

Рис. 1. Расположение солеотвалов и шламохранилищ ПАО "Уралкалий".

мов глинисто-солевых шламов и избыточных рассолов, для хранения которых требуется сооружение шламохранилищ [3]. Фильтрационные утечки рассолов ПАО "Уралкалий", даже по официальным данным, достигают сотни тысяч кубометров в год. Объем их разгрузки в поверхностную гидросеть весьма значителен. В работах по влиянию производства калийных солей на окружающую среду, как правило, внимание уделяется проблеме состояния поверхностных и подземных вод [2, 5, 10, 15]. В то же время характер и степень воздействия отвально-шламового хозяйства на почвенный покров не рассматриваются. Ранее исследовано состояние почвенного покрова возле солеотвалов в городах Соликамск и Березники [7]. Экологические риски, связанные с фильтрацией рассолов и развитием солончакового почвообразования в долинах речной сети Прикамья, пока не исследованы.

В пределах территории Верхнекамского месторождения солей функционируют рассолоподъемные скважины, заложенные в прошлые века для добычи пищевой соли. Воздействие минерализованных вод на аллювиальные почвы изучали на территории одного из первых русских поселений – Яйвинский острожок, основанном в 1570 г. Изливающиеся из двух скважин минерализованные воды в течение нескольких столетий поступали в почвы поймы р. Усолка. Эти уникальные объекты антропогенного галогенеза использованы в качестве прогнозных моделей аномального почвообразования в долинах малых рек южной тайги.

Цель исследований – выявление и прогноз развития солончакового процесса, развивающегося в аллювиальных почвах под влиянием отвально-шламового хозяйства ПАО "Уралкалий".

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Согласно открытым источникам, в окрестностях г. Березники складирование отходов предприятием ПАО "Уралкалий" началось в 60–70 гг. XX в., в настоящее время в пределах развитой речной сети расположены 4 солеотвала и 4 шламохранилища (рис. 1). За полстолетия от шламохранилища Березниковского производственного рудоуправления БКПРУ-2 в направлении ручья Понамаревский Лог (приток р. Зырянка) образовался ореол загрязнения подземных вод протяженностью около 3.5 км и шириной 1–3 км. Другая часть фильтрационных рассолов мигрирует в южном направлении и разгружается в р. Ленва, в которой минерализация достигает 150–200 г/л. Объекты отвально-шламового хозяйства БКПРУ-3 являются источниками загрязнения рек Волим и Ленва. В северном направлении от шламонакопителя сформировался ореол засоления подземных вод шириной до 2.5 км. От промплощадки и солеотвала БКПРУ-4 образовался ореол засоления протяженностью около 1 км и шириной до 1.5 км, вытянутый в направлении р. Быгель [3].

В районе исследований долины р. Ленвы разгружаются подземные воды, фильтрующиеся от шламохранилища БКПРУ-3 (рис. 2). Кроме того, соли поступают с водами р. Ленва, испытывающей воздействие солеотвала и шламохранилища БКПРУ-2. Для исследований были взяты пробы воды из шламохранилища БКПРУ-3, из р. Ленва, из мелководного водоема в заболоченной части поймы, а также проба почвенно-грунтовых вод на солончаке вторичном. На расширенном участке поймы реки в соответствии с растительностью и рельефом выделены пять контрольных участков, в пределах которых закладывали прикопки и почвенные разрезы до глубины водонасыщеных грунтов.

Для изучения направленности эволюционных процессов в почвах долин малых рек Прикамья, испытывающих вторичное засоление, взяты пробы воды из двух рассолоподъемных скважин, функционирующих, по мнению археологов, с XVI в. По берегам р. Усолки, в которую изливаются минерализованные воды, заложены три почвенных разреза.

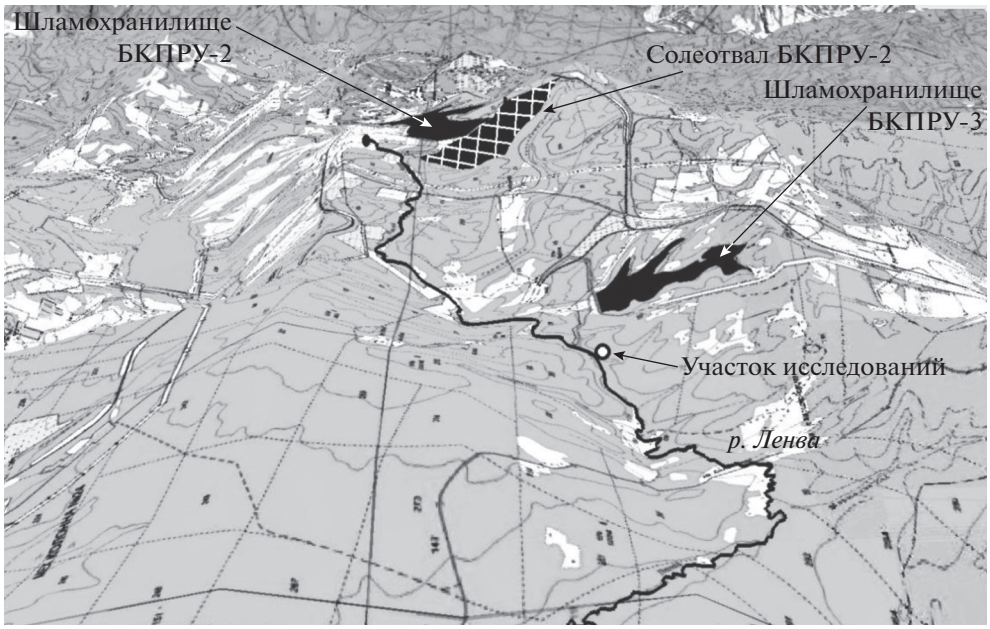

Рис. 2. Расположение солеотвалов и шламохранилищ в долине р. Ленва.

Диагностика почв проведена в соответствии с современной классификацией почв [9] и мировой корреляционной базой почвенных ресурсов [28]. В отобранных образцах почв определяли содержание органического углерода по Тюрину титриметрическим методом с окислением при кипячении; pH водной и солевой вытяжек – потенциометрическим методом; гидролитическую кислотность – по методу Каппена, содержание карбонатов и гипса – по Молодцову. Состав обменных оснований – по Пфефферу в модификации Молодцова и Игнатовой; ионно-солевой состав в водной вытяжке (в соотношении 1 : 5), HCO_3^- – титрованием раствором серной кислоты, SO_4^{2-} – весовым методом, Cl^- – аргентометрическим методом по Мору, Ca^{2+} и Mg^{2+} – комплексонометрическим методом, Na^+ и K^+ – пламенно-фотометрическим методом, сухой остаток – методом выпаривания и просушивания в сушильном шкафу при температуре 105°C.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Воды шламохранилища БКПРУ-3 по степени минерализации относятся к рассолам и характеризуются нейтральным составом солей (табл. 1). В водах шламохранилища среди анионов преобладали хлориды, на сульфат-ионы приходилось около 3% от суммы анионов. В составе катионов доминировали Na^+ и K^+, доля Ca^{2+} и Mg^{2+} составляла менее 4%. Воды мелководного заболоченного водоема в долине реки имели подобный состав солей при несколько повышенной минерализации. В грунтовых водах в профиле солончака вторичного, залегающих на глубине 75 см, степень минерализации в 2.5 раза меньше. Одновременно в этих водах, по сравнению с водами шламохранилища, несколько возросло содержание Ca^{2+} и Mg^{2+}. Воды р. Ленва были наименее минерализованными и хлоридными по своему составу.

Приводим описание почв контрольных участков, испытывающих воздействие минерализованных вод.

Солончак вторичный (соровый) Fluvic Gleyic Solonchak (разрез 1) сформирован на обнажившемся днище мелкого водоема в центральной части поймы, практически лишен высшей растительности. Профиль имел следующее морфологическое строение:

S – солончаковая корка мощностью 3 см, рыхлая, ржавого цвета;

SS – сульфидный солевой горизонт, 3–15/12 см, почти черный с ржавыми прослойками, сырой, гелеобразный, содержит светлые включения мучнистого гипса;

S/G~~ – 15–70/55 см, оглеенный сырой суглинок сизого цвета с ржавыми примазками.

Разрез 2 заложили в относительно повышенной части поймы под лугово-злаковой растительностью. Аллювиальная гумусовая глееватая солончаковая почва Gleyic Fluvisols (Salic):

AYs,g – серогумусовый горизонт, 0–20/20 см; до глубины 10 см густо переплетен корнями трав, ниже корни единичные; серо-бурый, более темный до глубины 14 см; с глубины 18 см появились признаки оглеения в виде сизого оттенка и ржавых пятен, структура комковато-порошистая; среднесуглинистый; по корневинам отложены желези-

Таблица 1. Содержание ионов в водах шламохранилища, в поверхностных и подземных водах долины р. Ленва, ммоль (экв)/л

Место отбора	pH	Сухой остаток, г/л	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	HCO_3^{-}
Шламохранилище	6.8	101.0	80.0	8.3	1149.6	434.1	1528.5	39.6	1.5
Заболоченный водоем	6.7	109.8	137.0	29.2	1238.3	434.1	1784.8	39.6	2.3
Река	6.5	15.3	51.0	16.7	113.5	32.3	207.6	6.2	1.7
Грунтовые воды	6.5	40.0	110.0	29.2	350.4	180.5	557.1	10.4	2.1

стые новообразования; переход к породе волнистый, постепенный;

Cs,g,ox – оглеенная почвообразующая порода, 20–70/50 см, бурого цвета, характерны ржавые пятна и множество железо-марганцевых конкреций;

C/Gs~~ – 70–100/30 см, аллювиальная глеевая суглинистая порода, сизая, с ржавыми примазками; с глубины 100 см становилась сырой, сизой, без рыжих пятен.

В нескольких метрах от р. Ленва под изреженной солончаковой растительностью (торичник солончаковый *Spergularia salina* J.et C. Presl., лебеда простертая *Atriplex prostrata* Bouchu ex DC., бескильница расставленная *Puccinellia distans* (Jacq.) Parl.) описан солончак вторичный по аллювиальной глееватой почве Fluvic Gleyic Solonchak (разрез 3):

0–5 см – оторфованная дернина, темно-бурая, обилие корней, сырая.

S/AYg – солевой горизонт, 0–21/21 см, включал вышеуказанную оторфованную дернину; ржаво-бурый, сырой, бесструктурный, вязкий, суглинистый, переход к нижележащему горизонту волнистый, заметный по цвету.

S/CG~~ – засоленная глеевая почвообразующая порода, 21–75/54 см, сизовато-серая, сырая, бесструктурная, вязкая, тяжелосуглинистая, содержит крупнопесчаные фракции. Уровень стояния грунтовой воды – 75 см.

В понижении центральной части поймы под лугово-болотной растительностью заложен разрез 4. Аллювиальная гумусовая глееватая солончаковая почва Gleyic Fluvisols (Salic):

AYs,g – серогумусовый (дерновый) горизонт, 0–15/15 см, темно-бурый, слой 0–4 см более темного цвета, густо переплетен корнями, тяжелосуглинистый, комковатый, увлажненный, слегка вязкий, переход постепенный;

Cs,g,ox~~ – почвообразующая порода, 15–65/40 см, светло-сизая с яркими рыжими пятнами, сырая, бесструктурная, вязкая, суглинистая; с глубины около 40 см сочится вода;

C/Gs~~ – с 65 см порода приобретает серо-сизую окраску с редкими рыжими пятнами; на глубине около 80 см присутствуют округлые стяжения мелкокристаллического гипса.

На кромке болота на отложениях супесчаного гранулометрического состава под рудерально-злаковой растительностью заложен разрез 5. В аллювиальной гумусовой глееватой солончаковой почве Gleyic Fluvisols (Salic) диагностировали следующие горизонты:

AYs,g – серогумусовый горизонт, 0–20/20 см, верхняя часть которого представлена оторфованной дерниной мощностью 10 см; серо-бурый с рыжими крапинками, сырой, бесструктурный, супесчаный, переход волнистый, заметный по цвету;

Cs,g,ox~~ – почвообразующая порода, 20–32/12 см, ржаво-рыжая, сырая, бесструктурная, супесчаная, переход заметный по цвету;

CGs~~ – почвообразующая порода, 32–69/37 см, сизо-серого цвета, сырая, бесструктурная, липкая, вязкая; присутствует ржавый мицелий по трещинам и корням, ржавые пятна в верхней части, в нижней части встречаются угольки и вкрапления мелких кристаллов гипса, суглинистый; вода сочится с глубины 32 см.

Таким образом, аллювиальные почвы, находящиеся под воздействием минерализованных вод, в целом сохранили строение профиля; отличительный морфологический признак проявился в виде новообразований мелкокристаллического гипса (разрезы 4, 5). Солончак соровый – новый компонент в почвенном покрове, образовавшийся при высыхании соленого мелководного водоема. В верхней части профиля этого солончака присутствовал черный гелеобразный осадок, видимо, сульфид железа, образовавшийся на дне водоема в присутствии растворенных сульфатов при участии сульфатредуцирующих бактерий.

В профиле аллювиальных почв, находящихся под постоянным воздействием минерализованных вод, аккумулировались водорастворимые соли (рис. 3). В водной вытяжке из кислой аллювиальной почвы гидрокарбонаты отсутствовали, в остальных почвах их количество было минимальным (0.10–0.44 смоль(экв)/кг почвы). Содержание хлоридов было очень высоким в солончаках и относительно пониженным – в аллювиальных почвах. Сульфат-ионы отсутствовали в аллювиальной глееватой кислой почве, в остальных разрезах их количество находилось в пределах 1.2–3.8 смоль(экв)/кг. Солончак соровый отличился высоким содержанием сульфат-ионов – 120–

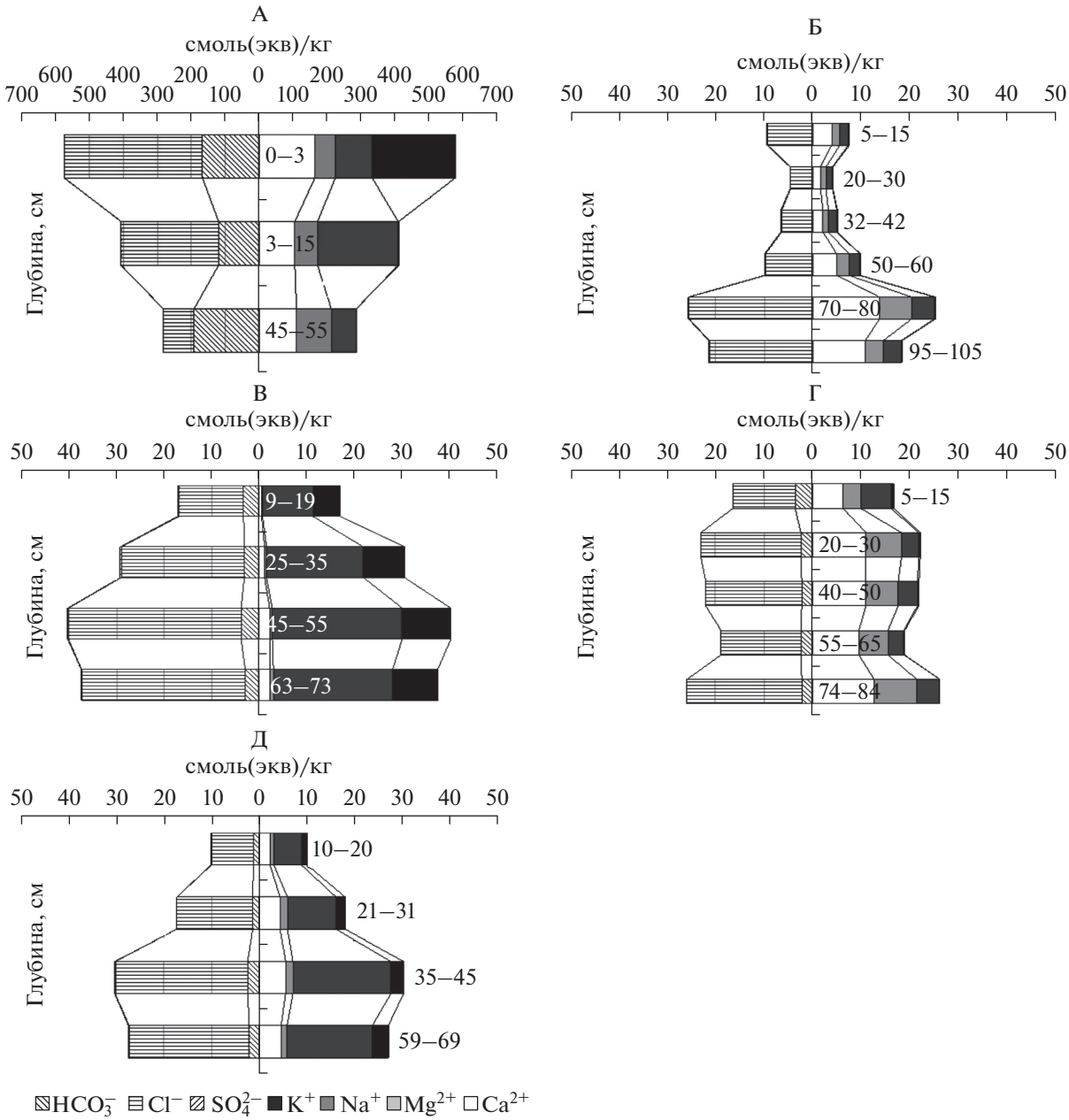

Рис. 3. Содержание ионов в водных вытяжках из почв в пойме р. Ленва: А – солончак вторичный (соровый) Fluvic Gleyic Solonchak (разрез 1); Б – аллювиальная гумусовая глееватая солончаковая почва Gleyic Fluvisols (Salic) (разрез 2); В – солончак вторичный по аллювиальной глееватой почве Fluvic Gleyic Solonchak (разрез 3); Г – аллювиальная гумусовая глееватая солончаковая почва Gleyic Fluvisols (Salic) (разрез 4); Д – аллювиальная гумусовая глееватая солончаковая почва Gleyic Fluvisols (Salic) (разрез 5).

190 смоль(экв)/кг, накопление сульфатных солей, по-видимому, происходило по мере высыхания водоема. В соответствии с критериями выделения родов по соотношению анионов [9] почвы имели хлоридное засоление, лишь солончак соровый характеризовался сульфатно-хлоридным химизмом солей.

Содержание и соотношение катионов в водной вытяжке из почв колебалось в значительных пределах; наибольшим количеством Na^+ отличились солончаки, особенно соровый. Количество Na^+ составляло от 1.3 до 240 смоль(экв)/кг.

В солончаке соровом количество Ca^{2+} превысило 100 смоль(экв)/кг, отличалась почва и наибольшим содержанием Mg^{2+}. Неожиданно повышенной была концентрация этих катионов в сильнокислой аллювиальной глееватой почве (разрез 5).

В соответствии с составом катионов [9], аллювиальные почвы отличались химизмом засоления.

Солончак соровый имел кальциево-натриевый химизм в солевом горизонте и натриево-магниево-кальциевый – в глеевом. В верхних горизонтах солончака вторичного – натриевое засоление, а в нижних – кальциево-натриевое. У аллювиальных солончаковых почв отмечен магниево-кальциевый (разрез 4), кальциево-натриевый (разрез 6) и натриево-магниево-, магниево-натриево-кальциевый (разрез 2) химизм.

Отличительной особенностью обоих солончаков было высокое содержание ионов K^+. В поверхностной корке у солончака сорового его количество превысило содержание Na^+. В солончаке вторичном уровень аккумуляции K^+ был в несколько раз выше суммарного количества Ca^{2+} и Mg^{2+}. В одной из аллювиальных почв (разрез 2) содержание K^+ больше, чем Mg^{2+}.

На основе данных о связывании ионов водной вытяжки в токсичные соли (в соответствии с их растворимостью) пришли к заключению, что в аллювиальных почвах присутствуют не только хлориды натрия, но и хлориды калия, магния и кальция.

Максимальный уровень содержания токсичных солей (17–27%) установлен в солевом горизонте (0–15 см) солончака сорового; количество солей оставалось очень высоким (10%) и в глеевом горизонте этой почвы (табл. 2).

В верхнем горизонте солончака вторичного по аллювиальной гумусовой глееватой почве содержалось более 1% токсичных солей, в почвообразующей породе – более 2%. Таким образом, очень сильнозасоленным был весь почвенный профиль. В верхних горизонтах аллювиальных солончаковых почв (разрезы 2, 4, 5) сумма токсичных солей находилась в пределах 0.3–0.5%, наибольшая аккумуляция токсичных солей (0.75–1.6%), как правило, прослеживалась в нижнем полуметровом водонасыщенном слое.

Исследованные почвы поймы р. Ленвы заметно отличались по реакции почвенной среды (табл. 2). Нейтральной и преимущественно нейтральной реакцией характеризовались солончак вторичный и аллювиальные глееватые почвы (разрезы 1, 3, 5).

Слабокислая реакция среды выявлена в солончаке соровом. Резкокислой реакцией (pH H_2O 2.8–3.4) отличилась аллювиальная глееватая солончаковая почва под лугово-болотной растительностью (разрез 4).

В аллювиальных почвах с нейтральной реакцией среды (разрезы 3, 5) содержались карбонаты в количестве 1.2–1.6%, распределение их по профилю было относительно равномерным. Появление карбонатов в почвах таежно-лесной зоны, по-видимому, связано с дополнительным поступлением кальция с техногенными водами.

В условиях пойменного режима содержание органического углерода в почвах невысокое, особенно при супесчаном гранулометрическом составе (табл. 2). Некоторое увеличение количества органического углерода связано не столько с гумусом, сколько с накоплением перегнойного вещества в глеевых почвах. Значительным было содержание органического углерода в солончаке соровом, по-видимому, из-за концентрации органических остатков в илистых отложениях водоема.

Емкость катионного обмена (**ЕКО**) в аллювиальных почвах зависела преимущественно от их гранулометрического состава. Суглинистые горизонты имели ЕКО в пределах 13–19 смоль(экв)/кг, а супесчаные – около 9 смоль(экв)/кг. В солончаке соровом доля обменного натрия достигала 24–28% ЕКО, соответственно почва относится к виду мало- и средненатриевых почв [9]. Солончак вторичный по доле обменного натрия (27–32%) – средненатриевый, одновременно в нем относительное содержание Na^+ и K^+ составляло 77–82% ЕКО. Аллювиальные солончаковые почвы по доле Na^+ отнесены к средненатриевому и малонатриевому видам.

Часть исследованных почв сохранила ненасыщенность основаниями, в солончаке соровом общая доля обменных H^+ и Al^{3+} (гидролитическая кислотность) – 6–14% ЕКО. Кислые аллювиальные почвы были слабоненасыщенными (H^+ + + Al^{3+}– от 26 до 49%).

С точки зрения природно-техногенного почвообразования определенный интерес представляют данные о составе обменных оснований. Аллювиальные почвы таежно-лесной зоны сформировались в условиях водозастойного режима под воздействием процесса оглеения. Глееобразование – биогеохимический почвообразовательный процесс, возникающий в анаэробной среде на кислых и нейтральных породах, не содержащих сульфатов, при наличии органического вещества, способного к ферментации. При участии гетеротрофной микрофлоры продуцируется значительное количество фульвокислот и органических низкомолекулярных кислот, поэтому для глеевых почв характерны кислая реакция и ненасыщенность основаниями [8]. Дополнительное поступление оснований с техногенными водами способствовало вытеснению H^+ и Al^{3+} из почвенного поглощающего комплекса и нейтрализации кислотности, что было отмечено во вторичном солончаке и в аллювиальной глееватой супесчаной почве (разрезы 3, 5). В соровом солончаке и в аллювиальных глееватых суглинистых почвах (разрезы 1, 2, 4) кислотность среды и ненасыщенность основаниями сохранились. Повышенная кислотность аллювиальной глееватой почвы может быть связана с обменным вытеснением H^+ и Al^{3+} в почвенный раствор. Подобное значительное подкисление дерново-подзолистых почв под

Таблица 2. Физико-химические и химические свойства почв в пойме р. Ленвы

№ разреза	Почва	Глубина, см	$C_{орг}$, %	pH		Обменные катионы, смоль(экв)/кг					Сумма токсичных солей	CO_2 карбонатов	Гипс
				H_2O	KCl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	$H^{+} + Al^{3+}$	%		
1	Солончак соровый	0–3	5.95	5.90	5.84	6.40	2.71	4.40	2.40	2.50	27.2	0	19.3
		3–15	5.84	6.75	6.70	8.70	3.00	5.52	1.01	1.20	17.2	0	12.5
		45–55	–	5.85	5.80	–	–	–	–	3.70	10.2	0	2.7
2	Аллювиальная гумусовая глеевата солончаковая	5–15	5.42	4.69	5.42	5.12	2.43	1.91	0.42	13.3	0.34	0	0
		20–30	1.03	4.47	4.48	8.00	3.03	2.10	0.31	5.64	0.2	0	0
		32–42	–	5.02	4.78	–	–	–	–	3.81	0.2	0	0
		50–60	–	4.16	3.97	–	–	–	–	5.60	0.4	0	0
		70–80	–	4.68	4.72	–	–	–	–	7.22	0.9	0	0
		95–105	–	5.18	5.22	–	–	–	–	4.51	0.7	0	0
3	Солончак вторичный	9–19	1.15	7.23	6.81	2.80	1.20	4.77	8.82	0	1.1	1.6	2.1
		25–35	1.43	6.83	6.57	2.00	0.76	4.59	7.71	0	1.8	1.6	1.3
		45–55	–	6.55	6.45	1.84	0.88	4.45	6.67	0	2.4	1.5	1.8
		63–73	–	6.41	6.29	1.76	0.76	3.83	6.30	0	2.2	1.2	1.8
4	Аллювиальная гумусовая глеевата солончаковая	5–15	2.93	2.97	2.82	4.72	1.88	1.70	0.88	3.41	0.5	0	0
		20–30	0.72	2.82	2.58	5.88	2.24	1.91	0.47	3.87	0.9	0	0
		40–50	–	3.44	3.23	7.08	2.68	2.02	0.53	4.25	0.9	0	0
		55–65	–	3.27	2.97	7.12	2.32	1.91	0.35	2.79	0.7	0	0
		74–84	–	3.33	3.18	–	–	–	–	2.62	1.1	0	2.8
5	Аллювиальная гумусовая глеевата солончаковая	10–20	0.38	6.48	6.41	3.68	1.28	2.57	2.13	0	0.5	1.2	1.4
		21–31	0.31	5.93	5.82	2.92	1.08	2.85	2.40	0	0.9	0	1.7
		35–45	–	6.47	6.25	5.08	1.60	4.90	4.62	0	1.6	1.2	1.8
		59–69	–	6.89	6.78	5.12	1.36	4.45	5.25	0	1.5	1.3	2.9

Примечание. Прочерк –данные отсутствуют.

Таблица 3. Содержание ионов в водах рассолоподъемных скважин поймы р. Усолка, ммоль(экв)/л

№ скважины	pH	Сухой остаток, г/л	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	HCO_3^{-}
1	7.8	35.3	58.6	14.6	480.0	0.3	468.8	69.2	16.7
2	7.8	30.1	56.4	14.4	420.9	0.3	410.4	65.0	19.2

воздействием минерализованных вод отмечалось в работе Ронжиной и Кречетова [13]. Не исключаем вероятность образования в резко кислой аллювиальной почве раствора серной кислоты. Для почв речных долин характерна высокая контрастность окислительно-восстановительных условий, в условиях восстановительной среды идет образование сероводорода из сульфат-ионов; сероводород взаимодействует с катионами, преимущественно, железа. Сульфиды, оказавшись в кислородной обстановке, окисляются до свободной серной кислоты.

В нашем случае состав обменных оснований в аллювиальных вторично засоленных почвах представлен Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, $H^{+} + Al^{3+}$. Известно, что одновременное присутствие H^{+} и Na^{+} в почвенном поглощающем комплексе характерно для солодей, однако эти почвы не являются засоленными. Солоди образуются при рассолении солонцов, обменный Na^{+} постепенно вытесняется H^{+} [1]. В кислых аллювиальных почвах, напротив, в почвенном поглощающем комплексе под воздействием минерализованных вод идет постепенная замена водорода одновалентными катионами, прежде всего Na^{+}.

Не менее аномальным является и отмеченное присутствие в почвенном поглощающем комплексе значительных количеств K^{+}. Калиевые соли техногенного происхождения из грунтовых вод поступают в аллювиальные почвы, увеличивая сверх всех природных пределов долю обменного калия (до 50% ЕКО во вторичном солончаке).

В профиле вторичного солончака и аллювиальной глеевой супесчаной почвы (разрезы 3, 5) на глубине 70–80 см отмечены новообразования мелкокристаллического гипса. В верхней части почвенного профиля присутствие гипса визуально не установлено, но аналитические методы показали гипсосодержание в количестве 1.3–2.0%. В естественных условиях аккумуляция гипса характерна для почв аридных и семиаридных регионов. Гипсообразование может быть связано с: а) поступлением и упариванием грунтовых вод, насыщенных по кальцию и сульфат-иону; б) обменными процессами, в результате которых происходит накопление гипса за счет обменных реакций между кальцием карбонатов и сульфатно-натриевыми водами (декарбонатизация); в) обменными реакциями солевых сульфатно-натриевых растворов и кальцием почвенного поглощающего комплекса [23, 33]. Поверхностные и подземные воды на территории исследования являются ненасыщенными по кальцию и сульфат-ионам. Осаждение гипса мучнистого морфотипа происходило при высыхании мелкого водоема, поэтому в верхних слоях солончака сорового его содержание достигало 12–19%. Такое гипсообразование по пути испарительной концентрации солей – явление сезонное и относительно кратковременное. Не исключаем возможности криогенного гипсообразования в профиле вторично засоленных почв, так как новообразования гипса обнаружены на глубине промерзания почв в условиях южной тайги. Известно, что с динамикой промерзания–оттаивания почвы связано передвижение вещества. При промерзании влагонасыщенных почв часть солей вовлечена в лед, часть отжимается в нижележащие слои воды. В результате их концентрация возрастает в растворе перед фронтом кристаллизации, образуя области криогенной концентрации. После достижения предела растворимости соли выпадают в осадок. При последующем оттаивании не все выпавшие в осадок соли переходят в раствор, образуя различные аккумуляции в профиле [11]. При определенном уровне соленакопления причиной образования кристаллов гипса, вероятно, могут служить обменные реакции между натриево-калиевыми водами и почвенным поглощающим комплексом; при этом вытесненный Ca^{2+} связывается с сульфат-ионами.

Второй группой объектов были почвы в пойме р. Усолки, испытывающие воздействие минерализованных вод в течение нескольких столетий. В настоящее время из скважин изливаются воды сильной минерализации, слабощелочного хлоридно-натриевого химизма (табл. 3). По сравнению с поверхностными и подземными водами поймы р. Ленва (табл. 1), эти воды заметно богаче сульфатными солями, но в них содержалось минимальное количество K^{+}.

На расстоянии 3–5 м от р. Усолка, в которую изливаются воды из рассолоподъемных скважин, под лугово-болотной растительностью заложены три разреза на аллювиальных гумусовых глеевых солончаковых почвах Gleyic Fluvisols (Salic). Разрезы 1 и 2 расположены на расстоянии 20–25 м от рассолоподъемной скважины 1 и на 8–12 м от скважины 2. Разрез 3 находился на расстоянии около 70 м от скважин. Грунтовые воды в разрезах залегали на глубине 90–100 см. Вскипание почв обнаружено только после высушивания проб, глубина вскипания: от поверхности (разрез 1), 24–34 см (разрез 3) и 45–55 см (разрез 2).

Верхняя часть гумусового горизонта аллювиальных почв плотно переплетена корнями. Горизонт AY – бурый, сырой, вязкий, слоистый суглинистый содержит рыжие пятна и полоски, реже – черные полосы. Гумусовый горизонт очень постепенно, через горизонт AC, переходит на глубине 40–60 см в сизую, сизо-бурую, слоистую, вязкую суглинистую породу. В разрезе 3 на глубине 90–95 см отмечены округлые стяжения мелкокристаллического гипса. В целом можно утверждать, что аллювиальные почвы, находящиеся под воздействием минерализованных вод в течение нескольких столетий, сохранили строение профиля. Отличительный морфологический признак проявился в виде новообразований мелкокристаллического гипса.

В водной вытяжке из почв (рис. 4) среди анионов меньше всего гидрокарбонатов (0.8–1.7 смол(экв)/кг); содержание Cl^- и SO_4^{2-} было относительно близким, при некотором превышении количества хлорид-ионов. Среди катионов, как правило, преобладал Na^+; за ним следовал Ca^{2+}; но содержание Ca^{2+} было максимальным (12 смоль(экв)/кг) в породе, содержащей новообразования гипса (разрез 3). В наименьшем количестве в водной вытяжке присутствовал K^+ (0.4–0.5 смоль(экв)/кг). Химизм засоления почв по соотношению катионов – натриевый, по соотношению анионов – сульфатно-хлоридный.

Аллювиальные почвы в пойме р. Усолка содержат легкорастворимые соли в токсичных количествах (табл. 4), в том числе в гумусовом горизонте – 0.31–0.56%. В соответствии с классификацией [9], они солончаковые, по сумме токсичных солей характеризуются средней и сильной степенью засоления. Как правило, несколько повышенное количество солей отмечено в нижней водонасыщенной части профиля, особенно в разрезе 3. Почвы характеризуются нейтральной и слабощелочной реакцией среды. Содержание органического углерода низкое, в гумусовом горизонте – 1.3–1.7%.

Емкость катионного обмена составляла 19–23 смоль(экв)/кг почвы (табл. 4). В составе обменных катионов больше всего Ca^{2+}; доля Na^+ в гумусовом горизонте колебалась в пределах 33–41%. Соответственно по его содержанию почвы являются многонатриевыми. Все горизонты почв содержали небольшое количество карбонатов (1–2.6%). Гипс присутствовал во всех горизонтах в пределах 1–3%, только при наличии гипсовых стяжений его количество возросло до 11%.

Результаты по изучению свойств почв в зоне действия рассолоподъемных скважин продемонстрировали направленность эволюционных изменений в аллювиальных почвах под воздействием минерализованных вод в условиях гумидного климата. Сходство с техногенно-засоленными почвами поймы р. Ленва проявилось в аккумуляции водорастворимых хлоридных и сульфатных солей до уровня солончаковости, нейтрализации кислотности, накоплении карбонатов и гипса, многонатриевости (по обменному натрию). Основное различие по накоплению водорастворимого и обменного калия связано с химизмом вод, минерализованные воды, фильтрующиеся от отходов производства солей, обогащены хлоридами калия.

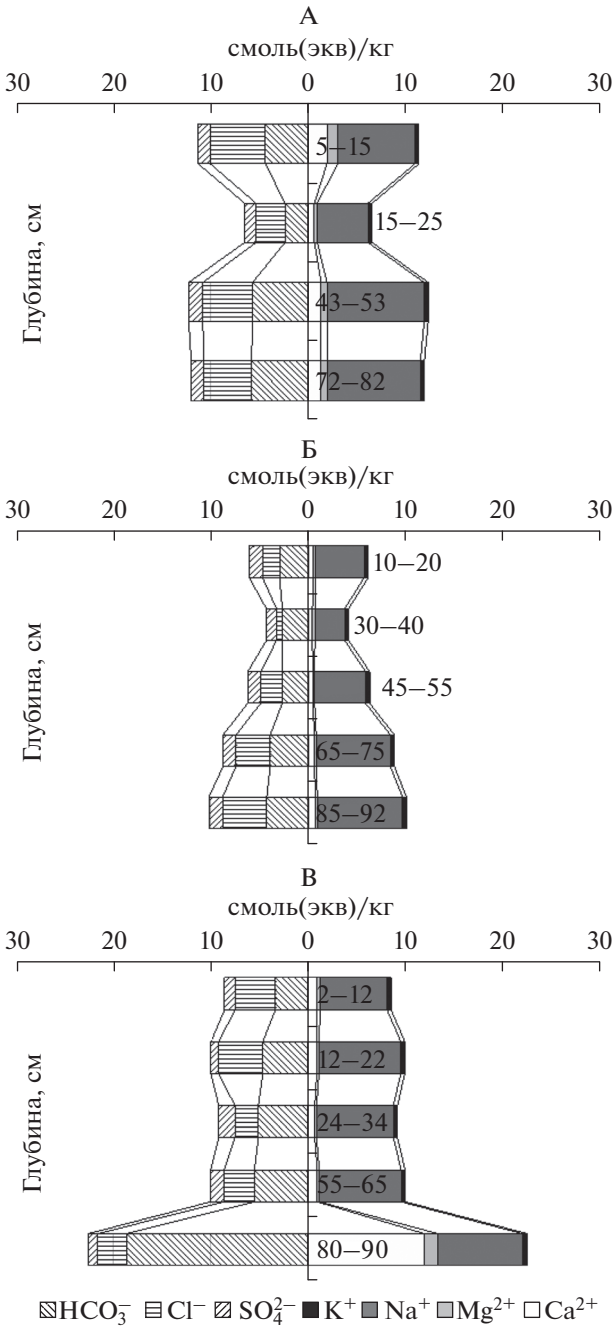

Рис. 4. Содержание ионов в водных вытяжках из аллювиальных гумусовых глееватых солончаковых почв Gleyic Fluvisols (Salic) в пойме р. Усолка (А – разрез 1; Б – разрез 2; В – разрез 3).

Таблица 4. Физико-химические и химические свойства аллювиальных гумусовых глееватых солончаковых почв в пойме р. Усолка

№ разреза	Глубина, см	$C_{орг}$, %	pH_{H_2O}	Обменные катионы, смоль(экв)/кг				Сумма токсичных солей	CO_2 карбонатов	Гипс
				Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	%		
1	5–15	1.8	7.7	12.08	1.88	8.66	0.27	0.59	2.57	2.92
	15–25	0.67	8.2	9.64	1.48	8.17	0.45	0.41	2.18	2.45
	43–53	–	7.7	8.08	1.68	8.94	0.66	0.69	1.98	0.99
	72–82	–	7.5	7.64	1.68	8.94	0.41	0.65	1.19	1.76
2	10–20	1.67	7.2	9.92	1.92	8.66	0.45	0.34	1.09	1.72
	30–40	0.49	7.8	9.52	1.36	7.69	0.45	0.23	0.79	1.25
	45–55	–	8.1	10.76	1.36	7.93	0.31	0.36	0.99	2.24
	65–75	–	7.9	9.44	1.60	9.15	0.45	0.54	1.19	2.41
	85–92	–	7.8	–	–	–	–	0.59	1.39	2.67
3	2–12	1.51	7.2	13.52	1.60	7.69	0.41	0.48	0.99	2.97
	12–22	1.28	6.8	11.12	1.48	9.04	0.48	0.58	0.89	2.92
	24–34	–	7.4	8.56	0.92	9.04	0.66	0.52	1.39	1.81
	55–65	–	7.7	9.32	0.96	9.04	0.66	0.57	1.19	2.11
	80–90	–	7.2	–	–	–	–	0.68	1.19	11.09

Примечание. Прочерк – данные отсутствуют.

Имеющиеся особенности в происхождении и свойствах техногенных почв должны найти отражение в современных классификациях. Наиболее распространенные в мире классификации почв (World reference base for soil resources, Soil Taxonomy) регулярно обновляются при сохранении базовых принципов. И все же ученые признают, что наших знаний недостаточно для того, чтобы понять процессы, происходящие в техногенных почвах, и классифицировать их надлежащим образом [6, 20]. В классификацию WRB входит относительно молодая группа Technosols [28], в которую предложено относить почвы с высоким содержанием техногенных материалов; при более низкой степени техногенного влияния почвам могут быть присвоены главные или дополнительные квалификаторы, в том числе Technic, Sodic, Salic.

Совершенствование систематики техногенных почв и почв, переходных между техногенными поверхностными образованиями и почвами, весьма актуально и для современной классификации почв России [4, 6]. Горячкин с соавт. [6] вносят представление об ортоэкстремальных почвах, к которым отнесены техногенно “отравленные” почвы, сохранившие морфоструктурные профили, но их биофункционирование сильно редуцировано. По-видимому, исследуемые аллювиальные солончаковые почвы и, особенно, вторичные солончаки следует отнести к этой группе ортоэкстремальных почв, так как их морфологический облик не соответствует современной способности к выполнению экологических функций.

На основании полученных результатов диагностировали исследуемые вторично засоленные почвы поймы р. Ленва по изученным показателям – до рода и вида [9], а также в соответствии с мировой корреляционной базой почвенных ресурсов [28]:

– солончак вторичный сульфидный (соровый) гипсосодержащий карбонатсодержащий насыщенный сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый средненатриевый суглинистый; Fluvic Gypsic Sodic Gleyic Solonchak (Loamic, Chloridic, Ochric, Hypersalic, Sulfidic) (разрез 1);

– аллювиальная гумусовая глееватая слабоненасыщенная хлоридная магниево-натриево-кальциевая солончаковая сильнозасоленная малонатриевая почва; Eutric Protosodic Gleyic Fluvisol (Loamic, Ochric, Protosalic) (разрез 2);

– солончак вторичный насыщенный карбонатсодержащий гипсосодержащий хлоридный калиево-натриевый средненатриевый по аллювиальной гумусовой глеевой суглинистой почве; Fluvic Gypsic Sodic Gleyic Solonchak (Loamic, Chloridic, Ochric, Hypersalic) (разрез 3);

– аллювиальная гумусовая глееватая ненасыщенная хлоридная натриево-магниево-кальциевая солончаковая сильнозасоленная малонатриевая суглинистая почва; Sodic Gleyic Fluvisol (Loamic, Ochric, Salic) (разрез 4);

– аллювиальная гумусовая глееватая насыщенная карбонатсодержащая гипсосодержащая хлоридная кальциево-натриевая солончаковая сильнозасоленная средненатриевая супесчано-легкосуглинистая почва Gipsiric Sodic Gleyic Fluvisol (Loamic, Ocric, Salic) (разрез 5).

Аллювиальные почвы в пойме р. Усолка, находящиеся под воздействием минерализованных вод

в течение нескольких столетий, также диагностированы в соответствии с вышеназванными классификациями: аллювиальные гумусовые глееватые насыщенные карбонатсодержащие гипсосодержащие хлоридно-натриевые солончаковые сильно и среднезасоленные многонатриевые суглинистые почвы; Gipsiric Sodic Gleyic Fluvisol (Loamic, Ocric, Salic).

Дополнительные квалификаторы Chloridic, Gypsic, Salic, Sodic обозначают признаки антропогенного происхождения, связанные с водной миграцией техногенных солей. Вслед за предложением использовать квалификатор Calcitechnic для обозначения карбонатов кальция техногенного происхождения [25], нам представляется целесообразным и логичным предложить использовать дополнительные квалификаторы Salictechnic, Chloridictechnic, Gypsictechnic, Sodictechnic для почв с аккумуляцией техногенных солей, хлоридных солей, гипса, а также насыщенных обменным натрием (более 15% от ЕКО).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Продемонстрировано, что рассолы, фильтрующиеся от складируемых отходов производства калийных солей, повышают минерализацию поверхностных и подземных вод. Выклинивающиеся в пойме малой р. Ленва минерализованные воды способствовали засолению аллювиальных почв. Техногенная эволюция аллювиальных почв идет в направлении развития солончаковости, нейтрализации кислотности, образования мелкокристаллического гипса, появления карбонатов, повышения насыщенности основаниями, вхождения натрия и калия в почвенный поглощающий комплекс. Общую направленность процессов эволюции почв, испытывающих постоянное воздействие солей в условиях гумидного климата, подтвердили свойства аллювиальных почв, в течение нескольких столетий подверженных воздействию минерализованных вод из рассолоподъемных скважин.

В настоящее время солеотвалы и шламохранилища на территории Верхнекамского месторождения солей занимают более 1000 га, а с учетом перспективного развития калийного производства их площади могут достигнуть 2–3 тыс. га [3]. Следовательно, при сохранении современных технологий солевая нагрузка на экосистемы речных долин Прикамья возрастет, а в аллювиальном почвообразовании усилятся солончаковые процессы.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базилевич Н.И.* Лесостепные солоди. М.: Наука, 1965. 97 с.
2. *Белкин В.В.* Мониторинг геологической среды в процессе разработки калийных месторождений // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2008. № 1. С. 49–59.
3. *Бобошко А.Ю., Бачурин Б.А.* Экологические проблемы верхнекамского калия [Электронный ресурс] // Горное эхо. http://ftp.mi-perm.ru/ge4-04/ge4-04-bach.htm (дата обращения: 12.09.2018).
4. *Герасимова М.И.* Классификация почв России: путь к следующей версии // Почвоведение. 2019. № 1. С. 32–42. https://doi.org/10.1134/S0032180X19010027
5. *Голубцова А.Н., Карманова С.В.* Оценка воздействия на объекты окружающей среды при строительстве шламонакопителя Усольского калийного комбината // Транспорт. Транспортные сооружения. Экология. № 3. 2015. С. 20–34. https://doi.org/10.1134/S0032180X19010027
6. *Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О.* Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19. https://doi.org/10.1134/S0032180X19010040
7. *Еремченко О.З., Четина О.А., Кусакина М.Г., Шестаков И.Е.* Техногенные поверхностные образования зоны солеотвалов и адаптация к ним растений: монография Пермского гос. национ. исслед. ун-та. Пермь, 2013. 148 с.
8. *Зайдельман Ф.Р.* Глееобразование как фактор почвообразования и деградации почв, способы их защиты // Почвоведение. 2017. № 7. С. 849–859. https://doi.org/10.7868/S0032180X17070139
9. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
10. *Лискова М.Ю.* Негативное воздействие, оказываемое на окружающую среду предприятиями по добыче и обогащению калийно-магниевых солей // Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2017. Т. 16. № 1. С. 82–88. https://doi.org/10.15593/2224-9923/2017.1.9
11. Почвообразовательные процессы / Под ред. Симаковой М.С., Тонконогова В.Д. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2006. С. 147–155.
12. *Ронжина Т.В.* Техногенная трансформация дерново-подзолистых почв в районах добычи углеводородного сырья при разливе сточных вод // Естественные и технические науки. 2009. № 6. С. 452–454.
13. *Ронжина Т.В., Кречетов П.П.* Изменение кислотно-основного состояния почв в результате реализации механизмов геохимической буферности при импактном воздействии минерализованных вод на дерново-подзолистые почвы // Фундаментальные исследования. 2013. № 10(6). С. 1293–1296. https://elibrary.ru/item.asp?id=20388697
14. *Фоминых Д.Е., Щербак Г.Г.* Техногенное засоление и возможности рекультивации почв на территориях нефтяных месторождений Западной Сибири // Инженерные изыскания. 2012. № 9. С. 66–71.
15. *Хайрулина Е.А., Новоселова Л.В., Порошина Н.В.* Природные и антропогенные источники водорастворимых солей на территории Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей // Географический вестник, Geographical bulletin. 2017. № 1(40). С. 93–101. https://doi.org/10.17072/2079-7877-2017-1-93-101

16. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория и разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. Кудеяров В.Н., Иванов И.В. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.
17. *Якимов А.С., Сванидзе И.Г., Казанцева М.Н., Соромотин А.В.* Изменение свойств почв речных долин южной тайги Западной Сибири под действием минерализованных артезианских вод // Почвоведение. 2014. № 3. С. 364–374. https://doi.org/10.7868/S0032180X14030137
18. *Artamonova V.S., Dits L.Yu., Elizarova T.N., Lyutykh I.V.* Technogenic Salinization of Soils and Their Microbiological Characterization // Sibirskii Ekologicheskii Zhurnal. 2010. V. 17 (3). P. 461–470. https://doi.org/10.1134/S1995425510030112
19. *Azovtseva N.A., Smagin A.V.* Dynamics of Physical and Physicochemical Properties of Urban Soils under the Effect of Ice-Melting Salts // Eurasian Soil Science. 2018. T. 51. № 1. C. 120–129. https://doi.org/10.1134/S1064229318010027
20. *Charzyñski P., Bednarek R., Greinert A., Hulisz P., Uzarowicz £.* Classification of technogenic soils according to WRB system in the light of Polish experiences // Soil Science Annual. 2013. V. 64. № 4. P. 145–150. https://doi.org/10.2478/ssa-2013-0023
21. *Gabbasova I.M., Suleimanov R.R.* Transformation of gray forest soils upon technogenic salinization and alkalization and subsequent rehabilitation in oil-producing regions of the southern Urals // Eurasian Soil Science. 2007. V. 40. № 9. P. 1000–1007. https://doi.org/10.1134/S1064229307090116
22. *Grunewald G., Kaiser K., Jahn R.* Alteration of secondary minerals along a time series in young alkaline soils derived from carbonatic wastes of soda production // Catena. 2007. V. 71. № 3. P. 487–496. https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.03.022
23. *Eswaran H., Gong Z.-T.* Properties, genesis, classification, and distribution of soils with gypsum // Occurrence, Characteristics, and Genesis of Carbonate, Gypsum, and Silica Accumulations in Soils. Publishedby: Soil Science Society of America. 1991. P. 89–119.
24. *Hulisz P., Charzyñski P., Giani L.* Application of the WRB classification to salt-affected soils in Poland and Germany // Polish J. Soil Sci. 2010. V. 43. № 1. P. 81–92.
25. *Hulisz P., Pindral S., Kobierski M., Charzyński P.* Technogenic Layers in Organic Soils as a Result of the Impact of the Soda Industry // Eurasian Soil Science. 2018. V. 51. № 10. P. 1133–1141. https://doi.org/10.1134/S1064229318100046
26. *Imetternicht G., Azinck J.* Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints // Remote Sensing of Environment. 2003. V. 85. № 1. P. 1–20. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00188-8
27. *Nikiforova E.M., Kasimov N.S., Kosheleva N.E.* Long-term dynamics of anthropogenic solonetzicity in soils of the Eastern okrug of Moscow under the impact of deicing salts // Eurasian Soil Science. 2017. V. 50. № 1. P. 84–94. https://doi.org/10.1134/S1064229317010100
28. 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. 203 p.
29. *Phillips, Jonathan D.* Soil Complexity and Pedogenesis // Soil Science. 2017. V. 182. № 4. P. 117–127. https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000204
30. *Ramakrishna D., Viraraghavan T.* Environmental impact of chemical deicers – a review // Water Air Soil Pollut. 2005. V. 166. P. 49–63. https://doi.org/10.1007/s11270-005-8265-9
31. *Richter D. deB., Jr.* Humanity's transformation of earth's soil: Pedology's new frontier // Soil Science. 2007. V. 172. № 12. P. 957–967. https://doi.org/10.1007/978-3-642-24387-5_1
32. *Szabolcs I.* An overview on soil salinity and alkalinity in Europe // Soil Salinization and Alkalization in Europe / Eds. Misopolilnos N., Szabolcs I. ESSC spec. publ. Thessaloniki, Greece. 1996. P. 1–12.
33. *Yamnova I.A., Pankova E.I.* Gypsic pedofeatures and elementary pedogenetic processes of their formation // Eurasian Soil Science. 2013. V. 46. № 12. P. 1117–1129. https://doi.org/10.1134/S1064229313120089

Development of the Solonchak Process in the Soils of the Small Rivers Valleys of the Taiga-Forest Zone in Connection with the Production of Potassium Salts

O. Z. Eremchenko[1, *], I. V. Pakhorukov[1], and I. E. Shestakov[1]

[1]*Perm State National Research University, Perm, 614990 Russia*

**e-mail: eremch@psu.ru*

First surveyed secondary saline of alluvial soil formed under conditions of taiga-forest zone of Verkhnekamsk salt deposit. The results showed that the reason for the steady salinization of soils is mineralized water, filtered from the stored waste products of potash production. Under the influence of surface and underground waters of sodium chloride and potassium-sodium composition, solonchak soils and secondary solonchaks are formed. Peculiarities have been revealed and a forecast of the technogenic evolution of alluvial soils has been made: neutralization of acidity, gypsum formation, the appearance of carbonates, the entry of sodium and potassium into the soil absorption complex and an increase in its saturation with bases. To better reflect the specifics of technogenic salinization of soils that have preserved the main morphological characteristics of the nativesoil profile, it is advisable to supplement the system of the World reference base of soil resources with qualifiers: Salictechnic, Chlordictechnic, Gypsictechnic, Sodiktechnic.

Keyword: salluvial soils, secondary salinization, carbonate and gypsum formation, soil classification, evolution forecast

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 4, с. 495–506

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.4

АНТРОПОГЕННЫЕ ПОЧВЫ БОТАНИЧЕСКИХ САДОВ (ОБЗОР)

© 2020 г. В. И. Чупина*

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

**e-mail: ya.valentina-gav@yandex.ru*

Поступила в редакцию 07.03.2019 г.
После доработки 15.08.2019 г.
Принята к публикации 27.10.2019 г.

Проведен обзор публикаций, посвященных почвам ботанических садов, формирующихся в различных ландшафтных условиях, и подходам к их классификации. При характеристике почв ботанических садов отмечается трансформация почвенного профиля – появление новых горизонтов и свойств, усиление или ослабление почвообразовательных процессов, а в условиях высоких температур и/или влажности быстрое исчезновение следов антропогенного воздействия. Внутри одной ландшафтной зоны и одного ботанического сада различия в длительности воздействия на почвы, истории землепользования, влиянии интродуцентов и характере агротехнических мероприятий приводят к существенной дифференциации морфологических и химических свойств почв (pH, показателей гумусового состояния, состава почвенного поглощающего комплексе, содержания элементов питания растений). Однако выделены общие закономерности в изменении химических свойств почв относительно природного фона. В почвах ботанических садов наблюдается увеличение содержания гумуса/органического углерода, доли гуминовых кислот, сдвиг значений pH в щелочную сторону, рост степени насыщенности основаниями и содержания элементов питания растений (фосфора, иногда калия). Многообразие факторов антропогенного влияния в ботанических садах приводит к формированию особых почвенных профилей. В них сочетаются свойства агрогенных почв (за счет внесения удобрений, рыхления), некоторые свойства городских почв (за счет внесения в почву различного материала, содержащего антропогенные включения) и природных. По правилам классификации почв России почвы ботанических садов могут быть отнесены к агропочвам, агроземам и агростратоземам на уровне типа и урбистратифицированным подтипам этих и других почв.

Ключевые слова: агро-естественные почвы, агроземы (Anthrosols), агростратоземы (Terric Anthrosols), урбистратифицированные почвы, рекреаземы, культуроземы, Hortic Anthrosols, зональные особенности

DOI: 10.31857/S0032180X20040048

ВВЕДЕНИЕ

Ботанический сад (**БС**), согласно ГОСТ 28329-89 “Озеленение городов. Термины и определения” и определению Международной организации по сохранению БС (BGCI – Botanic Gardens Conservation International), представляет собой территорию, на которой размещается коллекция древесных, кустарниковых и травянистых растений для научных исследований, сохранения, демонстрации и образовательных целей [65]. Почва как компонент экосистемы выполняет важнейшую функцию в ботанических садах, обеспечивая условия произрастания искусственных насаждений [7]. Многолетнее существование интродуцентов, опад которых отличается от опада в исходных сообществах по химическому составу и количеству приводит к изменению физических и химических свойств почв, как это происходит в природных лесных экосистемах [11, 12, 14–16, 20]. Однако этим не ограничивается воздействие на почвы: для создания оптимальных условий, обеспечивающих долговечность и декоративность насаждений, в БС проводят различные мероприятия по целенаправленному регулированию свойств почв (внесение удобрений, орошение/осушение, строительство террас); для организации полноценной работы БС – строятся здания, проводятся подземные коммуникации, создается дорожно-тропиночная сеть. В БС формируются особые почвы, с точки зрения современных представлений о генезисе и классификации, поскольку на фоне влияния природных факторов почвообразования и различных интродуцентов в них наблюдается сочетание свойств городских, сельскохозяйственных и природных почв.

Выполненные к настоящему моменту почвенные исследования в БС можно разделить на три группы: изучение природных ландшафтов и почв территорий БС [19, 41, 46, 57, 62, 64]; изучение различных свойств антропогенно-преобразованных почв БС [6, 9, 13, 14, 18, 21, 23, 25, 26, 28, 30,

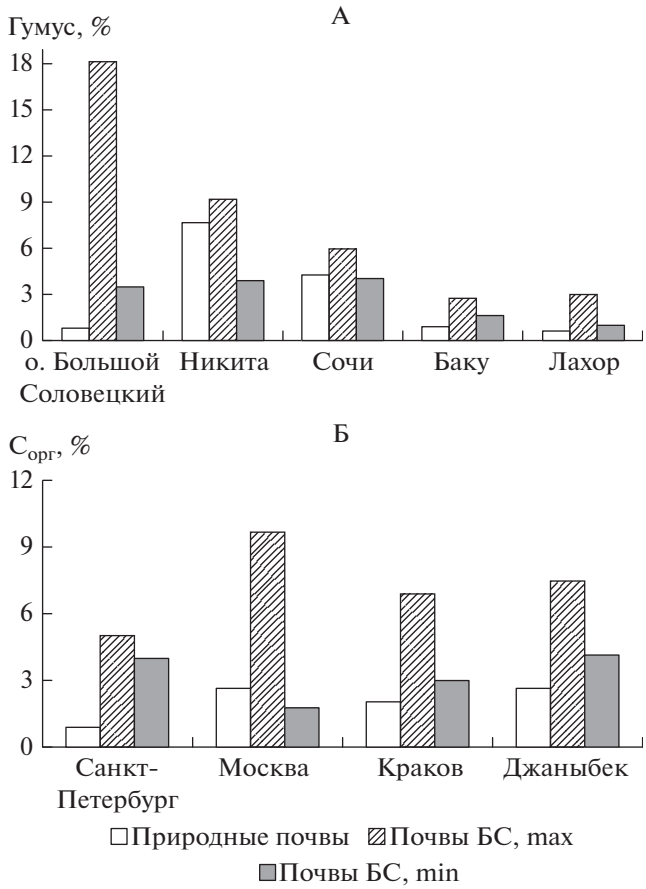

Рис. 1. Содержание гумуса (А) и органического углерода (Б) в верхних минеральных горизонтах почв ботанических садов.

33, 35, 44, 51, 56, 58, 60]; изучение загрязнения почв, связанное с положением БС в пределах города [1, 10, 25, 26, 33, 37, 59].

Исследователи отмечают, что под влиянием интродуцентов и агротехнических мероприятий изменяются многие морфологические свойства почв (строение профиля, новообразования, агрегатное состояние), физико-химические и химические характеристики (pH, ЕКО, насыщенность, содержание органического углерода), возрастает биологическая активность. Однако существенные изменения вышеперечисленных показателей характерны для почв не всех БС: они могут быть унаследованы от природных почв и/или формироваться в соответствии с зональными трендами почвообразования.

Для развития представлений о генезисе и классификации антропогенно-измененных почв БС были поставлены следующие задачи: выявить общие свойства почв БС, расположенных в разных ландшафтных зонах, и основные тенденции в трансформации почв; определить место почв БС в современных почвенных классификациях.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализировали литературные материалы, дающие комплексную оценку трансформации свойств почв (морфологических и химических) БС, дендрариев и близких к ним объектов – дендропарков. Объекты исследования расположены в следующих природных ландшафтах[1]: темнохвойная тайга умеренно континентального климата (о. Большой Соловецкий и г. Санкт-Петербург), хвойно-широколиственные леса умеренно континентального климата (г. Москва), широколиственные умеренно влажные леса умеренно континентального климата (г. Краков), полупустыни континентального климата умеренного пояса (Джаныбекский стационар, Волгоградская область), средиземноморские леса и кустарники субтропического пояса (пос. Никита, п-ов Крым), приокеанические смешанные постоянно влажные леса субтропического пояса (г. Сочи), полупустыни субтропического пояса (г. Баку), саванны, редколесья и кустарники с сезонным увлажнением тропического пояса (г. Лахор, Пакистан). Отсутствие в данном ряду степных ландшафтов связано с тем, что в БС черноземных регионов не проводилось комплексного изучения химических и морфологических свойств почв, измененных в ходе функционирования БС. Известные нам публикации касались отдельных явлений. Так, загрязнение почв БС тяжелыми металлами и радионуклидами изучалось в БС Ростова-на-Дону, Самары, природные и старопахотные почвы исследованы в Воронеже и Ростове-на-Дону, в Оренбурге и Самаре изучено структурно-агрегатное состояние почв [9, 10, 13, 18, 23, 37].

Химические и физико-химические свойства верхних минеральных горизонтов почв, изменения которых были зафиксированы в большинстве работ, показаны на рис. 1–3. Для выявления направления и интенсивности трансформации почв на графиках показаны минимальные (БС, min) и максимальные (БС, max) значения показателя в БС и содержания в природных почвах под естественными биоценозами, приведенные в анализируемых работах. В случае отсутствия данных о свойства фоновых для БС почв, их брали из работ, посвященных почвам рассматриваемого региона.

Анализировали почвы разных ландшафтных зон (засоленные, карбонатные) и стран, поэтому используемые показатели получены разными методами. Большинство исследователей используют метод Тюрина для определения органического углерода: в работах приводятся данные либо для органического углерода [26, 29, 58], либо для гумуса [6, 14, 35, 51, 60]. Информация о методике определения гумуса для почв БС в пос. Никита и

[1] Названия ландшафтов даны по карте “Типы природных ландшафтов суши земного шара (по зональным особенностям)” [38].

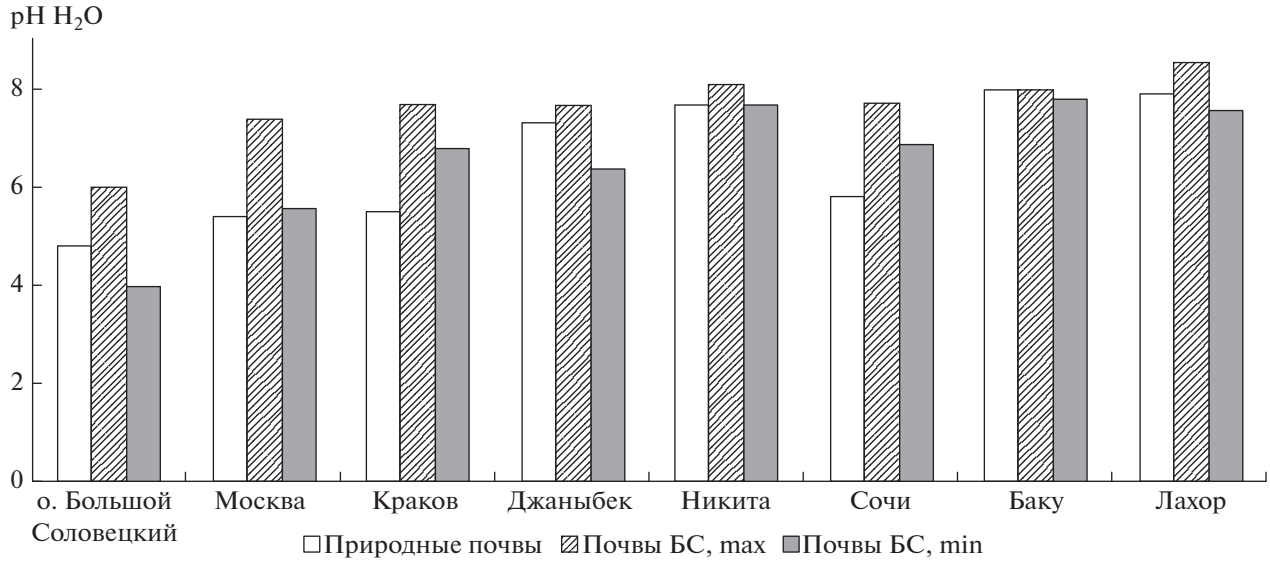

Рис. 2. Изменение pH в верхних минеральных горизонтах почв ботанических садов.

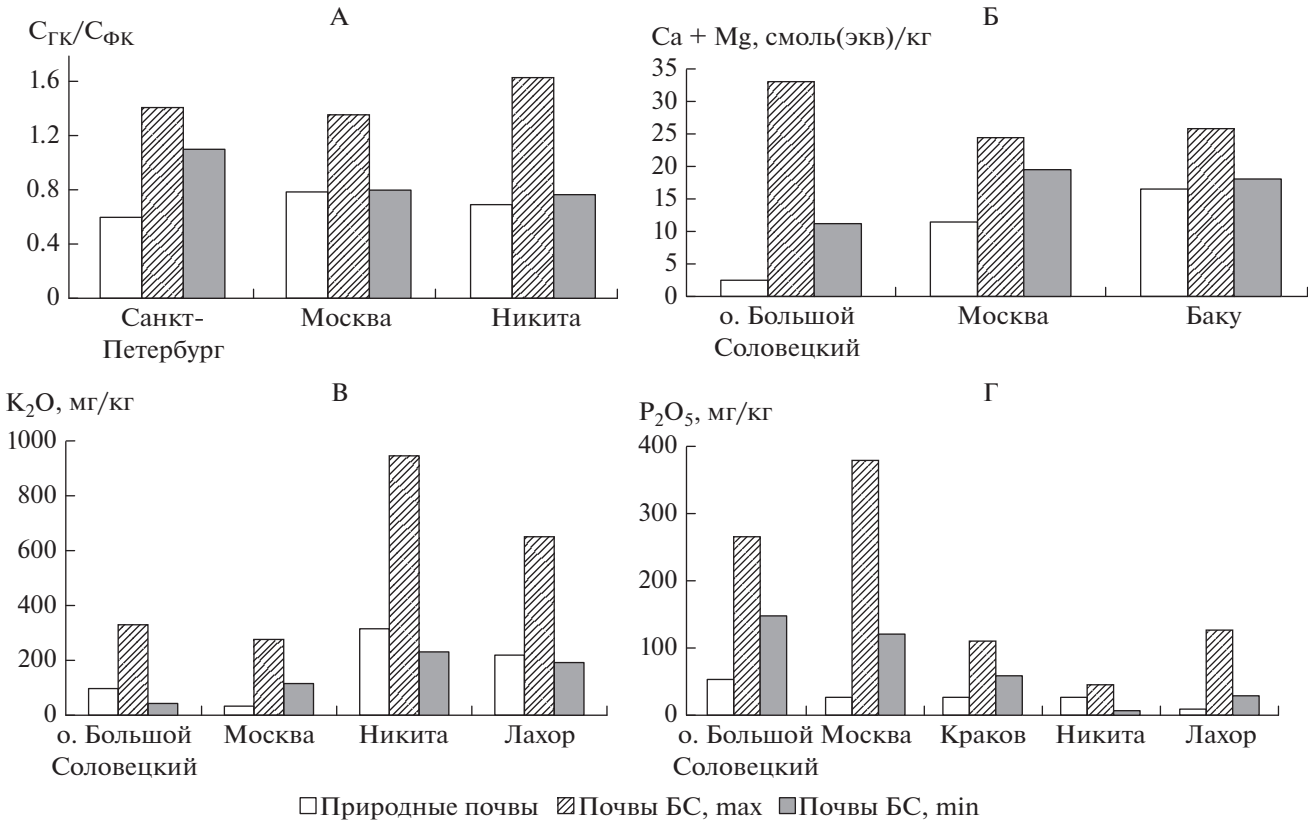

Рис. 3. Свойства верхних минеральных горизонтов почв ботанических садов: А – $C_{ГК}/C_{ФК}$, Б – сумма поглощенных оснований, В – подвижный калий, Г – подвижный фосфор.

БС в г. Лахор в работах отсутствует. Содержание органического углерода в БС Польши [44, 58] получено путем вычитания величины неорганического углерода из общего углерода. Значения pH H_2O получены потенциометрическим методом, в почвах БС г. Лахор pH определяли с помощью цветовой шкалы. $C_{ГК}/C_{ФК}$ определен по Тюрину в модификации Пономаревой и Плотниковой, методика

определения для почв БС пос. Никита в источнике не приводится [14]. В почвах БС о. Большой Соловецкий и Москвы обменные основания определены методом, рекомендованным для некарбонатных незасоленных почв: вытеснение катионов растворами солей – хлоридами или ацетатами; в почвах БС г. Баку по Ивановой: с использованием 0.1 н. раствора K_2CO_3 [39]. Подвижный фосфор (P_2O_5) определен колориметрическим методом, калий фотометрическим (K_2O): в почвах БС на о. Большой Соловецкий, Москвы по Кирсанову, в почвах БС г. Краков и г. Торунь по Олсену. Различия в методиках определения показателей не являются ограничением для их сопоставления, поскольку в литературном обзоре анализируется, в первую очередь, трансформация почв БС относительно природных почв, информация о химических свойствах которых содержится в самих источниках. Сопоставление данных необходимо для выявления общих тенденций в трансформации почв БС, на что различия в методиках, на наш взгляд, существенно не влияют. Приведенные в статье данные полностью отражают выводы исследователей почв БС о специфике их трансформации.

В статье все данные приведены к единым единицам измерения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Свойства почв БС разных природных зон

Темнохвойная тайга рассматривается на примере БС на о. Большой Соловецкий, почвы которого описаны Урусевской и Матинян [35]. Территория БС занимает склоны моренных гряд и ложбину между ними, почвообразующие породы представлены супесчаной валунной мореной. Положение между грядами определило возникновение здесь благоприятного микроклимата, что способствовало созданию в 1822 г. монастырского огорода, затем яблоневого сада и коллекции древесных интродуцентов БС из кедра и лиственницы сибирских, липы мелколистной и др. Большую часть территории занимают коренные еловые зеленомошные леса. На природные почвы подзолы (Albic Podzols) производилась подсыпка мелкоземистого материала, в/на котором шло формирование нового гомогенного гумусированного горизонта; торфяно-глееземы (Histic Gleysols) осушались, что привело к изменению торфяных горизонтов – возникновению темно-серого комковатого гумусового горизонта. В результате образовались различные агро-естественные почвы, агроземы (Anthrosols) и урбиагростратоземы (Terric Anthrosols (Technic)[2]. По содержанию и запасам гумуса они превосходят природные фоновые почвы – подзолы, приближаясь, по замечанию авторов, по этим показателям к черноземам (Chernozems) (рис. 1А). Максимальное содержание гумуса зафиксировано в антропогенных почвах – агроземах, минимальное в полуприродных – агродерново-подзолах (Hortic Albic Podzols (Aric)). Для антропогенных горизонтов характерен фульватно-гуматный состав гумуса, в подзолах иллювиально-железистых и погребенных подзолах сохраняется природный гуматно-фульватный тип (рис. 3А). Все почвы имеют кислую реакцию, минимальный показатель pH зафиксирован в агроземах торфяных оземленных (Terric Anthrosols (Drainic, Histic)) и агроторфяно-подзолах глеевых оземленных (Hortic Gleyic Histic Albic Podzols (Aric, Drainic)), сформированных на изначально сильнокислых почвах (рис. 2). Антропогенно-измененные почвы БС отличаются от подзолов в положительную сторону степенью насыщенности основаниями, они обогащены подвижными формами фосфора, в меньшей степени калия. Дифференциация почв по содержанию подвижного калия, возможно, связана с относительным накоплением элемента в геохимически подчиненных ландшафтах: минимальные концентрации калия соответствуют агродерново-подзолам, расположенным в автономных условиях – на вершине холма или в верхней части искусственно выположенного склона или на заброшенных грядках. Максимальные концентрации зафиксированы в ложбине и в нижней части террасированного склона.

В Санкт-Петербурге Раппопортом [25] проводились исследования в БС Ботанического института РАН им. В.Л. Комарова (**БИН**), основанного в 1714 г. Территория БС находится в пределах Аптекарского острова, абсолютные высоты 2–5 м над ур. м, почвообразующие породы представлены аллювием. Ранее здесь были распространены слаборазвитые аллювиальные серогумусовые почвы (Fluvisols (Ochric)), которые сейчас сохранились на южном побережье Финского залива и острове Котлин; природные почвы имеют слабокислую реакцию в верхних горизонтах, содержание гумуса не превышает 1.5% [2]. За 300 лет, под древесно-кустарниковыми насаждениями слаборазвитые аллювиальные почвы трансформировались в рекреаземы и культуроземы, профиль которых представляет собой серию насыпных слоев общей мощностью 60–100 см, залегающих на погребенной естественной почве или почвообразующей породе. На поверхности выделяется буровато-серый или темно-серый, комковато-ореховатый или комковато-зернистый, рыхлый гумусово-аккумулятивный горизонт, с малым количеством антропогенных включений, сформированный из привнесенного материала (почвенной органо-минеральной с торфом смеси); мощность его зависит от функционального использования – наименьшая в дендрариях, наибольшая в

[2] В статье использованы авторские названия почв.

цветниках. Средняя часть профиля состоит из насыпных горизонтов различных по гранулометрическому составу, гумусированности, количеству антропогенных включений. Антропогенно-преобразованные почвы БС обнаруживают свойства южных почв – нейтральная реакция, высокое содержание органического углерода на большой глубине: 4% в слое 0–27 см, 2% в слое 27–42 см; максимум соответствует почвам, описанным под травянистой растительностью, минимальные значения соответствуют образцам почв, отобранным под древесным насаждением [25]. Ранее, Долотовым и Пономаревой [8] в Летнем саду (заложенном в 1703 г.) описан почвенный профиль, по свойствам также напоминающий южные почвы – серые лесные (Luvic Greyzemic Phaeozems) – по профильному распределению гумуса и обменных оснований, буроземы (Cambisols) по групповому составу гумуса. Отмечено высокое содержание гумуса в метровом слое почвы, насыщенность основаниями, нейтральная реакция.

Хвойно-широколиственные леса. Почвы БС Москвы изначально относились к дерново-подзолистым (Retisols), сформированным в пределах моренных и водно-ледниковых равнин, на покровных суглинках или флювигляциальных отложениях в полосе хвойно-широколиственных лесов [3, 25]. Под искусственными древесно-кустарниковыми насаждениями, перенесенными в Москву преимущественно из областей с умеренным климатом, Раппопортом [25] описаны урбо-почвы, урбаноземы (Urbic Technosols), рекреаземы и реплантоземы (Technosols (Transportic)) в БС МГУ на Воробьевых горах (создан в 1951 г.), рекреаземы и культуроземы в “Аптекарском огороде” (создан в 1706 г.) и урбо-почвы в Главного БС РАН (создан в 1945 г.). Мощность насыпных горизонтов в БС МГУ достигает 100 см, в “Аптекарском огороде” – 100–120 см, в Главном БС РАН всего 10–30 см. На поверхности залегает гумусово-аккумулятивный горизонт, по морфологическим свойствам аналогичный гумусово-аккумулятивному горизонту почв сада БИН РАН. Ниже могут находиться насыпные горизонты, полнопрофильная или абрадированная природная почва, планировочный или ненарушенный грунт. Автор отмечает, что в садах моложе 50 лет строение почвенных профилей отличается большим разнообразием, поскольку они сформировались в результате неоднородного воздействия многих факторов (различное хозяйственное использование, состав и мощность насыпанных грунтов и плодородных смесей). Со временем происходит гомогенизация насыпанных слоев. Для сравнения химических свойств почв БС с фоновыми использовали данные Строгановой с соавт. [32] для дерново-подзолистых почв лесопарковой зоны Москвы. Почвы БС сильно варьируют по мощности гумусового профиля и содержанию органического вещества. Наименьшее (1.8%) содержание обнаружено в полуприродных урбо-дерново-подзолистых (Retisols (Technic)) почвах дендропарка Главного БС РАН, наибольшее (9.7%) – в антропогенных – агрорекреаземах, формирующихся в сортовом питомнике БС МГУ, в почвы которого постоянно вносят органические удобрения. Тип гумуса гуматно-фульватный ($C_{ГК}/C_{ФК}$ 0.8), что соответствует ненарушенным почвам. Однако Розановой с соавт. [28] отмечено формирование в основном гуматного гумуса в почвах БС МГУ ($C_{ГК}/C_{ФК}$ 1.35). В ботанических садах старше 100 лет формируются почвы с наибольшим запасом гумуса среди антропогенных почв городов (до 300 т/га). Почвы различаются по кислотно-щелочным условиям: природные почвы имеют кислую реакцию, в почвах БС она варьирует от слабокислых до слабощелочных значений, наиболее характерны нейтральные значения. В почвах БС содержится больше обменных оснований, подвижных соединений фосфора и калия по сравнению с лесными дерново-подзолистыми почвами [25, 28, 30].

Широколиственные леса. Почвы БС Ягеллонского университета в Кракове (создан в 1783 г.) изначально формировались на аллювиальных отложениях высокой террасы р. Висла, нижняя часть участка БС занимала заболоченное старичное понижение, о чем свидетельствуют вскрытые погребенные торфяные горизонты. Комплекс агротехнических мероприятий позволил создать коллекцию древесных и кустарниковых растений на мощных плодородных почвах [58]. В почвенных профилях преобладают органо-аккумулятивные горизонты с зернистой, иногда ореховатой и комковато-ореховатой структурой, мощностью до 120–130 см, различные по гранулометрическому составу (пески, супеси, суглинки, пылеватые суглинки), встречаются многочисленные артефакты, неравномерно распределенные в профилях антропогенных почв: от 5 до 40%. Реакция почв варьирует от 5.4 до 8.4, преобладают нейтральные и слабощелочные значения. Почвы содержат большое количество органического вещества: от 2% в поверхностных минеральных горизонтах природных почв (Luvic Gleyic Phaeozems под древесными насаждениями 1819 г.) до 6.9% в антропогенных (Hortic Anthrosols под цветочной клумбой 1931 г.), максимальное содержание органического вещества (8.5%) наблюдается на глубине 105–120 см в Terric Anthrosols под древесными насаждениями 1819 г. Авторы отмечают, что почвы БС отличает от зональных почв повышенное содержание карбонатов (до 8.7% в Anthrosols) и подвижных форм фосфора. Сопоставимые значения показателей (pH, гумус, подвижный фосфор) получены для почв бывшего ботанического сада Университета Николая Коперника в г. Торунь [44].

Как и в БС Москвы, признаки антропогенной трансформации (максимальное содержание карбонатов, подвижного фосфора и артефактов) наблюдаются в молодых почвах: на цветниках и альпийской горке.

Полупустыни. Трансформация лугово-каштановых почв (Gleyic Kastanozems (Hyperhumic)), формирующихся в пределах равнины Северного Прикаспия, осложненной мезо- и микропонижениями, на карбонатных хвалынских суглинках под мезофитной разнотравно-дерновинно-злаковой растительностью, рассмотрена на примере Джаныбекского стационара. Это дендропарк – памятник первого лесокультурного разведения в полупустыне [67]. По характеру предполагаемого воздействия на почвы, данный объект схож с БС: в нем созданы культурные фитоценозы и благоприятные для произрастания искусственных насаждений почвенные условия. С 50-х годов проводилась интродукция вяза приземистого (*Ulmuspumila*) и дуба черешчатого (*Quercusrobur*). Вместе с растениями в почву были занесены дождевые черви. Интродукция деревьев и, как следствие, снегозадержание привело к трансформации водного режима почв – повышению степени гидроморфизма, развитию оглеения (появление железистых новообразований) и засолению: из-за десукции соли оказались подтянуты корнями деревьев. Занесение дождевых червей привело к высокой биогенной агрегированности почв, способствовало аккумуляции органического вещества [4, 29]: максимальные концентрации – 7.4% характерны для почв участков, на которые помимо интродукции дуба были занесены дождевые черви, на участках без дождевых червей содержится 4.12% органического вещества. Кроме того, был установлен перенос значительного количества азота с окружающих открытых пространств в насаждения птицами, гнездящимися или ночующими на деревьях, что также повысило биологическую активность почв [27].

Средиземноморские леса и кустарники. Трансформация физико-химических свойств коричневых почв (Chromic Cambisols) Никитского ботанического сада (п-ов Крым, создан в 1812 г.), формирующихся в пределах южного склона Главной гряды Крымских гор на смешанном делювии глинистых сланцев и известняков под формацией шибляка, показана Казимировой [14]. Естественные биогеоценозы были существенно изменены в ходе интродукции, орошения, террасирования. Высадка преимущественно хвойных пород (сосны, кедры, кипарисы, секвойи), с относительно трудно разлагаемым опадом, и введение в культуру почвопокровных растений: плюща крымского (*Hedera helix var.taurika*) и барвинка малого (*Vínca mínor*), образующих густой покров, привели к трансформации водного и теплового режимов: затенение поверхности почвы уменьшает интенсивность испарения влаги. На участках с интродуцентами увеличилось, с одной стороны, количество опада, но с другой, уменьшилась скорость его деструкции из-за снижения температуры, увеличения влажности в поверхностных горизонтах почв и количества трудноразлагаемого хвойного опада. Результатом стало формирование горизонта лесной подстилки – нетипичного для лесных формаций средиземноморских субтропиков. Казимировой [14] установлена достоверная положительная корреляция для показателей гумусированности почв БС и запасов лесной подстилки под лиственными породами. С другой стороны, прослеживается тенденция отрицательной связи между гумусированностью почв под хвойными насаждениями и запасами лесной подстилки. По гумусированности верхнего горизонта естественные почвы и почвы большинства культурных фитоценозов похожи – они содержат около 7% гумуса. Минимальные концентрации зафиксированы под хвойными насаждениями: сосновыми (3.92%) и кипарисовыми (5.2%), что связано с влиянием хвойного опада на процесс гумуфикации, максимальные под лиственными. Но чем старше посадки, тем больше гумуса: под посадками сосны брутской (*Pinus brutica*) 1958 г. 3.92%, кедра гималайского (*Cedrus deodara* Loud.) 1870 г. 7.93%; платана кленолистного (*Platanus acerfolia* Willd.) 1890 г. 5.54%, дзельквы граболистной (*Zelkova carpinifolia*) 1848 г. и магнолии крупноцветковой (*Magnolia grandiflora* L.) 1847 г. – 7.2 и 9.3%. Почвы фона и БС заметно различаются по показателю $C_{ГК}/C_{ФК}$: в БС образуется в основном органическое вещество гуматного и фульватно-гуматного типа, гуматно-фульватный тип чаще встречается в почвах природных биогеоценозов, а также под посадками секвойядендрона (*Sequoiadendron giganteum*), дзельквы (*Zelkova carpinifolia*), дуба каменного (*Quercus ilex* L.), автор связывает это с биологическими особенностями искусственных насаждений. Реакция почв БС и лесных биогеоценозов преимущественно слабощелочная в слое 0–10 см и щелочная ниже. Отсутствие дифференциации по этому показателю связано с поливом почв бикарбонатно-кальциевыми водами и поступлением в почвенный профиль карбонатных включений: ракушечника и строительного мусора, обломков известняка с вышележащих склонов и из материнской породы при турбациях. Для всех изученных почв характерно невысокое содержание подвижного фосфора. По содержанию подвижного калия почвы значительно различаются: самое высокое содержание подвижного калия отмечено в почве под магнолией крупноцветковой (*Magnolia grandiflora* L.), самое низкое – под кедром гималайским (*Cedrus deodara* Loud.) и платаном кленолистным (*Platanus acerfolia* Willd.). Высокое содержание калия связано с преобладанием в составе почвообразующих пород карбонатных:

на продуктах разрушения известняков в природных почвах содержится 714–802 мг/кг калия, максимальное содержание калия в почвах парковых фитоценозов (945 мг/кг) наблюдается в почвах с наибольшим содержанием карбонатов кальция – 16.34%. Все почвы насыщены основаниями, состав обменных оснований не различается [14].

Субтропические влажные леса. Антропогенная трансформация желтоземов (Acrisols) в условиях Дендрария г. Сочи (создан в 1889 г.) рассмотрена в диссертации Гурова [6]. Природные почвы формируются в области предгорного холмистого рельефа с отдельными хребтами и морскими террасами на глинистых преимущественно делювиальных отложениях, под лесами колхидского типа. Автор подчеркивает быстрое стирание следов механических нарушений в профиле почв благодаря высокой интенсивности почвообразовательных процессов (метаморфизма твердой фазы, элювиального оглеения, перераспределения железа, лессиважа), поэтому диагностика почв производилась зачастую не столько по строению профиля, сколько по наличию артефактов и/или сведениям по истории землепользования.

К наиболее существенному воздействию на желтоземы относится дренаж: в осушенной почве корни растений начинают распространяться в большем объеме, что способствует оструктуриванию исходно преимущественно бесструктурной глинистой массы. Природные желтоземы, желтоземы окультуренные и антропогенные почвы незначительно различаются по содержанию гумуса – 4–6%, однако в окультуренных почвах содержание гумуса на глубине остается высоким. В окультуренных желтоземах и насыпных горизонтах реакция среды нейтральная и слабощелочная, в природных почвах преимущественно слабокислая.

Субтропические полупустыни. Трансформация исходных серо-бурых солончаковатых почв (Luvic Gypsisols (Endosalic)) Центрального БС Национальной Академии наук Азербайджана (**НАНА**, создан в 1945 г.), формирующихся в условиях равнинного рельефа Апшеронского полуострова на продуктах выветривания известняков, песчаников, рассмотрена Хасановым с соавт. [51]. Интродукция растений, орошение и разные агротехнические мероприятия на территории БС привели к формированию гумусового горизонта с зернисто-комковатой структурой, мощностью 40–50 см (в природных почвах формируется гумусовый горизонт мощностью до 15 см). Почвы БС содержат больше гумуса и обменных оснований: максимальное содержание гумуса относится к наиболее измененным в ходе окультуривания почвам: grey-brown cultivated urban soils, минимум зафиксирован, соответственно, в grey-brown weakly cultivated urban soils. В окультуренных серо-бурых почвах за счет орошения наблюдается выщелачивание и перемещение илистой фракции в среднюю часть профиля, вынос легкорастворимых солей. Реакция почв меняется незначительно [51].

Тропические саванны, редколесья и кустарники. Под искусственными насаждениями из представителей тропических лесов Азии и Африки изучены орошаемые почвы БС университета г. Лахор, функционирующего с 1860 г. [60], расположенного в долине р. Инд. Природные почвы, как правило, содержат менее 1% гумуса [61]. По результатам исследования почв БС содержание гумуса в верхнем слое составляет 1.7–5.2%, минимальные значения отмечены на участках без насаждений – на “дикой территории”. Содержание подвижного фосфора колеблется от 30 до 126 мг/кг, минимальными значениями характеризовались почвы под газонами. Содержание фосфора в природных почвах низкое (ниже 9 мг/кг) из-за осаждения фосфора карбонатом кальция в щелочных условиях [61]; содержание калия высокое: 193–651 мг/кг, максимальное отмечено в почвах газонов. Почвы БС имеют слабощелочную-щелочную реакцию – 7.5–8.5, как и природные почвы [60, 61].

Классификация почв ботанических садов

Почвы БС имеют следующие общие свойства: 1) верхние горизонты состоят из насыпного материала, внесенного на верхние или срединные горизонты естественных почв, исходную/техногенную породу; их отличает интенсивная темная прокраска гумусом толщи значительной мощности, хорошая оструктуренность, рыхлость сложения, признаки активной деятельности биоты, относительно небольшое количество антропогенных включений (строительного и бытового мусора); 2) в почвах БС наблюдается увеличение содержания гумуса, сдвиг значений pH в щелочную сторону, повышение содержания подвижных форм фосфора, иногда калия, рост степени насыщенности основаниями, увеличение доли гуминовых кислот по сравнению с фоновыми почвами.

Аналогичные тенденции в изменении химических и морфологических свойств отмечены для старых городских садов [8, 22, 44, 47] и садов древних монастырей [34–36, 49]. От городских почв, почвы садов (городских, монастырских, ботанических) отличает отсутствие сильного подщелачивания, высоких концентраций тяжелых металлов, в крупных городах таежной зоны –техногенного засоления; в почвах садов меньше антропогенных включений, выше степень агрегированности и биологическая активность [5, 28, 30, 33, 52].

Попытки классифицировать почвы садов начали предприниматься в России относительно недавно, из-за отсутствия общепринятой классификации антропогенных почв, хотя особенности

морфологии и химические свойства садовых почв изучались уже давно [8, 36]. В начале 2000-х годов, в связи с разработкой новой классификации почв, а также оригинальных авторских классификаций, предпринимались попытки отделить почвы садов (городских, монастырских, ботанических) от других антропогенно-преобразованных почв.

В отечественных работах в классификации садовых почв можно выделить три направления: 1) использование в названии почв таксонов Классификации и диагностики почв России [17]: агро-почвы, урбистратифицированные почвы (подтипы), агроземы, урбиагростратоземы [35]; 2) использование терминологии, разработанной М.Н. Строгановой с соавт. для городских почв, в том числе для рассматриваемых объектов – культуроземы, рекреаземы [24, 25, 30, 31, 33]; 3) введение новых классификационных единиц, характеризующие особенные процессы, протекающие в почвах [6].

Наличие разных подходов еще раз подтверждает, что в БС формируются разнообразные почвенные профили, в той или иной мере сочетающие в себе свойства природных, пахотных и городских почв. Следуя правилам классификации почв России, по строению профиля и некоторым свойствам почвы БС можно отнести к агро-почвам, агроземам, агростратоземам (Terric Anthrosols) и урбистратифицированным подтипам [17]. К сожалению, существующие возможности классификации не передают в полной мере дуалистической природы почв БС. Их отнесение к агроземам, допускаемое по ряду диагностических свойств, нельзя считать в полной мере корректным по ряду причин. Антропогенно-измененная часть профиля почв БС не является производной горизонтов естественных почв, как в агроземах. Она образована из привнесенных субстратов; в отличие от агрогоризонтов, гумусовые горизонты почв БС хорошо оструктурены и не имеют характерной плужной подошвы [17].

Первые БС появились в Европе в эпоху Возрождения. Самыми ранними были БС Пизы, основанный в 1543 г., БС Падуи – 1545 г. В России и США БС начали создавать, в основном, в XVIII–XX вв., многие из БС России были созданы в течение последних 50 лет, Китая в последние 20 лет [65]. Наличие большого количества БС в Европе (четверть всех БС), имеющих длительную историю, вероятно, послужило причиной выделения в европейских классификациях специальных таксономических групп, отражающей специфику почв БС.

Первое использование особого наименования для садовых почв можно найти в классификации почв Германии [43]. В ней выделены Hortisols – почвы с горизонтом Ah > 40 см, сформировавшиеся под плодовыми садами в результате внесения органических удобрений и отходов, глубокой вспашки и высокой активности землероев. В легенду к почвенной карте мира ФАО/ЮНЕСКО Hortisols были включены под названием Fimic Anthrosols [48]. Fimic Anthrosols, в работах китайских почвоведов и в национальной классификации почв – почвы огородов, измененных в результате внесения отходов жизнедеятельности людей и животных, других органических остатков, интенсивной обработки и регулярного орошения [50, 66]. Самыми важными диагностическими характеристиками Fimic Anthrosols считаются накопление органического вещества, обогащение подвижным фосфором, высокая биологическая активность [50]. Эти свойства также рассматриваются в качестве диагностических критериев для садовых почв в WRB. Они выделены внутри реферативной группы Anthrosols (мощность измененной толщи ≥50 см), куда входят антропогенные почвы, диагностические горизонты (главные квалификаторы) которых: Hortic, Plaggic, Terric, Pretic, Irragric, Hydragric, отражают различные аспекты глубокой трансформации почв и сформированы в результате длительного сельскохозяйственного использования. Hortic (от лат. hortus, сад) Anthrosols включает почвы, измененные в процессе садоводства. К диагностическим критериям относится наличие темного горизонта (светлота и насыщенность по шкале Манселла во влажном состоянии ≤3), с высоким содержанием органического вещества (средневзвешенное содержание $C_{орг} \geq 1\%$) и обменного фосфора (≥100 мг/кг в верхних 25 см), насыщенного основаниями (≥50%), с признаками активности почвенных животных (≥25% от объема почвы заняты порами, копролитами и другими следами деятельности педофауны), мощностью более 20 см, формирующийся в результате многолетней обработки почвы, внесения органических и минеральных удобрений и/или органических отходов (навоза, кухонных остатков, компоста). Для горизонта характерны артефакты и археологические находки [54]. Hortic Anthrosols были выделены в ботаническом саду г. Краков [58], в садах г. Торунь [45, 53], Hortisols в почвах городских садов восточной и южной Польши и Верхней Силезии [42]. Исследователи указывают на строгость критериев горизонта hortic в отношении содержания обменного фосфора [44, 45] или следов деятельности почвенной фауны [47]. Поэтому почвы ботанических/городских/монастырских садов классифицируют также с применением квалификаторов Plaggic/Terric [55, 58, 63] внутри нескольких реферативных почвенных групп, соответствующих различным природным почвам или антропогенным почвам – Anthrosols. Дополнительных квалификаторов, отражающих специфику садовых почв в реферативной почвенной группе Anthrosols, всего два: террасированные (Escalic)

и с насыпным (песчаным, пылеватым, суглинистым и глинистым) горизонтом (Novic). Остальные 30 квалификаторов представляют природные черты почв, такие как гранулометрический состав, кислотность, химизм почвообразующих пород, оглеение и др.

Следуя французскому "Почвенному справочнику" [40], почвы БС также относятся к Антропосолям (мощность измененной толщи ≥50 см): трансформированным или реконструированным (Anthroposols Transformés, Anthroposols Reconstitués). Однако выбор квалификаторов для уточнения процессов, связанных с деятельностью человека, которые могут быть использованы в том числе для антропогенно-измененных почв БС, гораздо больше: садовый (hortique), унавоженный (fimique), плаггиковый (plaggique), перемешанный (mélangé), экранированный (scellé), опесчаненный (sablé), террасированный (deterasses), обогащенный землистым материалом (à matériauterreux). Для почв БС, с мощностью антропогенно-измененной толщи менее 50 см, также могут быть использованы квалификаторы мелиорированный (amendé), антропогенно-преобразованный (anthropisé), осушенный (assaini), орошаемый (irrigué), окультуренный (cultivé), удобряемый (fertilisé), гумусовый (humique), содержащий артефакты (à artéfacts) [40]. В результате полное название почвы ботанического или городского сада позволяет дать ее подробную характеристику.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Почвы ботанических садов, а также участков городских и монастырских садов, созданных посадками декоративных деревьев и кустарников, сочетают в своих свойствах особенности природных, городских (включения строительно-бытового мусора, подщелачивание, увеличение содержания подвижных форм фосфора, уплотнение) и земледельческих почв (увеличение pH, содержания элементов питания за счет внесения органических и минеральных удобрений, рост степени насыщенности основаниями, изменение морфологических свойств верхних горизонтов за счет внесения различных материалов, турбаций, орошения, дренажа). Соотношение этих групп свойств различно и зависит от многих причин: длительности воздействия на почвы – возраста сада, истории землепользования, характера интродуцентов, внесения разных субстратов и удобрений. Тем не менее, во всех БС наблюдается развитие мощного гумусово-аккумулятивного горизонта, оструктуренного и зоогенно переработанного, в некоторых ландшафтах наблюдается формирование нетипичных горизонтов – лесной подстилки в почвах Никитского БС, гумусового горизонта в торфяных почвах БС на о. Большой Соловецкий, карбонатного горизонта в почвах БС НАНА, или, напротив, исчезновение горизонтов – выщелачивание солей в полупустынях субтропического климата (БС НАНА), в условиях влажных субтропиков отмечается быстрое стирание морфологических признаков антропогенного воздействия (г. Сочи). Определены также общие тенденции в изменении химических свойств почв БС по сравнению с фоновыми почвами: в почвах БС наблюдается увеличение содержания гумуса, подвижных форм фосфора и калия, показателя pH, рост насыщенности почвенного поглощающего комплекса основаниями, увеличение доли гуминовых кислот.

Внесение удобрений, орошение/осушение, рыхление на разную глубину, внесение субстратов, содержащих зачастую артефакты (строительный и бытовой мусор), возможное загрязнение почв тяжелыми металлами и металлоидами, подщелачивание в некоторых случаях и др. не позволяет отнести почвы однозначно к агроземам, либо урбаноземам. В соответствии с правилами классификации почв России, они ближе всего к агропочвам, агроземам, агростратоземам урбистратифицированного подтипа. Специфику почв БС можно отразить, используя зарубежные классификации (WRB, Référentiel pédologique), в которых для антропогенных почв предусмотрен большой набор квалификаторов, отражающих вещественный и гранулометрический состав, химические и морфологические свойства садовых почв.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор выражает искреннюю признательность за ценные замечания и помощь в подготовке статьи научному руководителю профессору М.И. Герасимовой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агапкина Г.И., Бродский Е.С., Шелепчиков А.А., Фешин Д.Б.* Приоритетные органические загрязнители в почве дендропарка Ботанического сада МГУ им. М.В. Ломоносова // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2015. № 4. С. 49–55. https://doi.org/10.3103/S014768741504002X
2. *Апарин Б.Ф., Сухачева Е.Ю.* Почвенный покров Санкт-Петербурга: "Из тьмы лесов и топи блат" к современному мегаполису // Биосфера. 2013. Т. 5. № 3. С. 327–352.
3. *Вадковская О.А.* Почвы Главного Ботанического сада АН СССР // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1955. Т. 46. С. 78–135.
4. *Верба М.П., Ямнова И.А., Сиземская М.Л.* Эволюция свойств темноцветных почв больших падин Северного Прикаспия под массивными лесными насаждениями // Почвоведение. 2005. № 11. С. 1297–1309.
5. *Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В.* Антропогенные почвы. Генезис,

география, рекультивация. М.: Ойкумена, 2003. 270 с.

6. *Гуров И.А.* Желтоземы древних морских террас в районе Сочи. Дис. ... канд. с.-х. наук. М., 2011. 198 с.
7. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Экологические функции почвы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 136 с.
8. *Долотов В.А., Пономарева В.В.* К характеристике почв Ленинградского Летнего сада // Почвоведение. 1982. № 9. С. 134–138.
9. *Елисеева М.В., Галактионова Л.В., Воропаев С.Б., Елисеев С.А., Кусмухамбетова А.Г., Калабкина А.И., Зайнагабдинова З.И.* Морфология и структурно-агрегатное состояние почв Ботанического сада Оренбургского государственного университета // Вестник Оренбургского гос. ун-та. 2013. № 10(159). С. 257–260.
10. *Ермолаева Л.С., Строкина Н.В.* Тяжелые металлы в почвах и растениях ботанического сада Самарского госуниверситета // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2007. № 4(22). Т. 16. С. 784–793.
11. *Зонн С.В.* Взаимодействия и взаимовлияния лесной растительности с почвами // Почвоведение. 1956. № 7. С. 80–91.
12. *Зонн С.В.* Влияние леса на почву. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 160 с.
13. *Каваленова Л.М., Вандышева Е.А., Розно С.А.* Влияние древесных интродуцентов на некоторые показатели почвы в условиях дендрария ботанического сада // Самарская Лука. 2008. Т. 17. № 2(24). С. 407–415.
14. *Казимирова Р.Н.* Почвы и парковые фитоценозы Южного берега Крыма. К.: Аграрна наука, 2005. 183 с.
15. *Карпачевский Л.О.* Лес и лесные почвы. М.: Лесная промышленность, 1981. 264 с.
16. *Карпачевский Л.О.* Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 312 с.
17. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
18. *Королев В.А., Парахневич Т.М.* Почвы Ботанического сада ВГУ // Проблемы интродукции и экологии Центрального Черноземья: Сб. науч. тр. Воронеж, 1997. С. 62–64.
19. *Красильников П.В., Платонова Е.А.* Почвы заповедной территории Ботанического сада ПЕТРГУ // Hortus Botanicus. 2001. № 1. С. 34–41.
20. *Лукина Н.В., Орлова М.А., Казакова А.И., Бахмет О.Н., Тихонова Е.В., Тебенькова Д.Н., Крышень А.М., Горнов А.В., Смирнов В.Э., Шашков М.П.* Влияние растительности на характеристики лесных почв Республики Карелия // Почвоведение. 2019. № 7. С. 827–842. https://doi.org/10.1134/S0032180X19050071
21. *Лысак Л.В., Лапыгина Е.В.* Разнообразие бактериальных сообществ городских почв // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1108–1114. https://doi.org/10.1134/S0032180X18090071
22. *Матинян Н.Н., Бахматова К.А., Коренцвит В.А.* Почвы Летнего сада (Санкт-Петербург) // Почвоведение. 2017. № 6. С. 643–651. https://doi.org/10.7868/S0032180X17060065
23. *Мясникова М.А., Черникова М.П., Казеев К.Ш., Ермолаева О.Ю., Колесников С.И., Козунь Ю.С., Акименко Ю.В., Яровая Е.В.* Биологические особенности черноземов залежей Ботанического сада ЮФУ // Научный журнал КубГАУ. 2014. № 104(10). 12 с.
24. *Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С., Бахматова К.А., Гольева А.А., Горбов С.Н., Жарикова Е.А., Матинян Н.Н., Наквасина Е.Н., Сивцева Н.Е.* Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164.
25. *Раппопорт А.В.* Антропогенные почвы городских ботанических садов (на примере Москвы и Санкт-Петербурга). Дис. ... канд. биол. наук. М., 2004. 152 с.
26. *Раппопорт А.В., Лысак Л.В., Марфенина О.Е., Рахлеева А.А., Строганова М.Н., Терехова В.А., Митрофанова Н.В.* Актуальность проведения почвенно-экологических исследований в ботанических садах (на примере Москвы и Санкт-Петербурга) // Бюл. Моск. о-ва испытателей. 2013. Т. 118. Вып. 5. С. 45–56.
27. *Ржезникова Н.Ю., Быков А.В., Линдеман Г.В.* Зоогенный перенос азота в искусственных лесных насаждениях и его перераспределение по почвенному профилю // Почвоведение. 1992. № 9. С. 79–87.
28. *Розанова М.С., Прокофьева Т.В., Лысак Л.В., Рахлеева А.А.* Органическое вещество почв Ботанического сада МГУ им. М.В. Ломоносова на Ленинских Горах // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1079–1092. https://doi.org/10.7868/S0032180X16090124
29. *Сиземская М.В.* Современный этап эволюции и трансформация почв полупустыни Северного Прикаспия при лесомелиоративном воздействии: Автореферат дис. ... докт. биол. наук. М., 2011. 50 с.
30. *Скворцова И.Н., Раппопорт А.В., Прокофьева Т.В., Андреева А.Е.* Биологические свойства почв филиала ботанического сада МГУ // Почвоведение. 2006. № 7. С. 861–869.
31. *Строганова М.Н., Мягкова А.Д., Прокофьева Т.В.* Городские почвы: генезис, классификация, функции // Почва. Город. Экология. М., 1997. С. 15–85.
32. *Строганова М.Н., Мягкова А.Д., Прокофьева Т.В., Скворцова И.Н.* Почвы Москвы и экология города. М.: ПАИМС, 1998. 166 с.
33. *Строганова М.Н., Раппопорт А.В.* Антропогенные почвы ботанических садов крупных городов южной тайги // Почвоведение. 2005. № 9. С. 1094–1101.
34. *Урусевская И.С., Матинян Н.Н.* Антропогенно-преобразованные почвы островных монастырей таежно-лесной зоны России // Почвоведение. 2005. № 9. С. 1069–1079.
35. *Урусевская И.С., Матинян Н.Н.* Антропогенно-преобразованные почвы островных средневековых монастырей таежно-лесной зоны России. М.: ГЕОС, 2014. 244 с.
36. *Урусевская И.С., Соловьева-Волынская Т.В., Таргульян В.О.* Антропогенные почвы острова Валаам // Почвоведение. 1989. № 11. С. 36–47.

37. *Уткина О.И.* Загрязнение тяжелыми металлами почв Ботанического сада ЮФУ // Успехи современного естествознания. 2011. № 8. С. 220–221.

38. Физико-географический атлас мира. М.: Академия наук СССР и Главное управление геодезии и картографии ГГК СССР, 1964. 298 с.

39. Химический анализ почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 272 с.

40. *Baize D., Girard M.C.* Référentiel pédologique. 2008. AFES, Association française pour l'étude du sol. Versailles, France: Éditions Quæ, 2009. 405 p.

41. *Behr C.M., Bredenkamp G.J.* A phytosociological classification of the Witwatersrand National Botanical Garden // S. Afr. J. Bot. 1988. № 54(6). P. 525–533.

42. *Bielinska E., Kolodziej B., Sugier D.* Relationship between organic carbon content and the activity of selected enzymes in urban soils under different anthropogenic influence // J. Geochem. Exploration. 2013. № 129. P. 52–56. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.10.019

43. *Blume H.P.* Classification of soils in urban agglomerations // Catena. 1989. V. 16. P. 269–275. https://doi.org/10.1016/0341-8162(89)90013-1

44. *Charzynski P., Bednarek R., Hudanska P., Switoniak M.* Issues related to classification of garden soils from the urban area of Torun, Poland // Soil Science Plant Nutrition. 2018. V. 64. № 2. P. 132–137. https://doi.org/10.1080/00380768.2018.1429833

45. *Charzynski P., Hulisz P., Bednarek R.* Technogenic Soils of Poland. Torun, 2013. 358 p.

46. *Da Silva L.F., Nascimento P.C., Inda A.V., Silva E.R.* Soil variability in different landscape positions in the Porto Alegre Botanical Garden, Southern Brazil // Ciênc. Agrotec., Lavras. 2015. V. 39. № 5. P. 477–487. https://doi.org/10.1590/S1413-70542015000500006

47. *Delgado R., Martin-Garcia J.M., Calero J., Casares-Porcel M., Tito-Rojo J.* The historic man-made soils of the Generalife garden (La Alhambra, Granada, Spain) // Eur. J. Soil Sci. 2007. № 58. P. 215–228. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00829.x

48. FAO-UNESCO. Soil map of the world: Revised Legend. World Soil Resources Report 60. FAO: Rome, 1988.

49. *Gasiorek M., Niemyska-Lukaszuk J.* Resources and fractional composition of humus in soils of convent gardens of Cracow // Polish J. Soil Sci. 2008. V. 41. P. 1–11.

50. *Gong Z., Zhang G., Luo G.* Diversity of Anthrosols in China // Pedosphere. 1999. № 9. P. 193–204.

51. *Hasanov V.H., Mammadova S.Z., Alieva P.V.* Ecological-genetically peculiarities and diagnostics of the cultivated urban soil in the Central Botanical Garden of NAS of Azerbaijan // Annals Agrarian Sci. 2017. № 15. P. 75–79. https://doi.org/10.1016/j.aasci.2017.02.008

52. *Howard J.L.* Anthropogenic Soils. Amsterdam: Springer International Publishing, 2017. 231 p. https://doi.org/10.1007/978-3-319-54331-4

53. *Hulisz P., Charzynski P., Greinert A.* Urban soil resources of medium-sized cities in Poland: a comparative case study of Torun and Zielona Gora // J. Soils Sediments. 2018. V. 18. Iss. 2. P. 358–372. https://doi.org/10.1007/s11368-016-1596-x

54. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 192 p.

55. *Krupski M., Kabala C., Sady A., Glinski R., Wojcieszak J.* Double-and triple-depth digging and Anthrosol formation in a Medieval and modern-era city (Wroclaw, SW Poland). Geoarchaeological reseach on past horticultural practices // Catena. 2017. № 153. P. 9–20. https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.028

56. *Lam C.K.C.* Landscape variability of Melbourne's botanical gardens and visitor thermal comfort. A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy at Monash University. Melbourne. 2016. 205 p.

57. *Munnik M.E.* Soils of the Transvaal Botanic Garden // Veld & Flora. 1985. P. 51–53.

58. *Musielok L., Drewnik M., Stolarczyk M., Gus M., Bartkowiak S., Kozyczkowski K., Lasota J., Motak A., Szczechowska K., Watly M.* Rates of anthropogenic transformation of soils in the Botanical Garden of Jagellonian University in Krakow (Poland) // Catena. 2018. V. 170. P. 272–282. https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.06.023

59. *Orecchio S.* Contamination from polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in the soil of a botanical garden localized next to a former manufacturing gas plant in Palermo (Italy) // J.Hazardous Materials. 2010. V. 180. P. 590–601. https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2010.04.074

60. *Rizwan S.T., Hayyaat U.M., Farooq S.T.* Assessment of Fertility Status of Soil of Botanical Garden, GC University, Lahore // Biologia (Pakistan). 2013. V. 59. № 2. P. 275–280.

61. *Shaheen A.* Characterization of Eroded Lands of Pothwar Plateau, Punjab, Pakistan // Sarhad J. Agriculture. 2016. V. 32. № 3. P. 192–201. https://doi.org/10.17582/journal.sja/2016.32.3.192.201

62. Technical report on the detailed soil survey of Royal Botanical Garden, Serbithang. 2000. 27 p.

63. *Vissac C.* Study of a historical garden soil at the Grand-Pressigny site (Indre-et-Loire, France): evidence of landscape management // J. Cultural Heritage. 2005. V. 5. P. 61–67. https://doi.org/10.1016/j.culher.2004.07.002

64. *Wycherley P.R.* The Singapore Botanic Gardens and rubber in Malaya // Gardens bulletin, Singapore. 1959. V. 17. P. 175–186.

65. *Wyse Jackson P., Sutherland L.A.* Role of Botanic Gardens // Encyclopedia of Biodiversity. 2013. V. 6. P. 504–521. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809633-8.02046-X

66. *Zhang M., Ma L., Wenqing L., Chen B., Jia J.* Genetic characteristics and taxonomic classification of Fimic Anthrosols in China // Geoderma. 2003. V. 115. P. 31–44. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00073-9

67. URL: http://oopt.aari.ru/. ИАС "ООПТРФ". Дата обращения: 01.07.2019.

Anthropogenic Soils of Botanical Gardens (Review)

V. I. Chupina*

Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia
**e-mail: ya.valentina-gav@yandex.ru*

The article contains a review of publications on soils of botanical gardens, which are formed in different landscape conditions, and approaches to their classification, in particular. Researchers of soils of botanical gardens note the transformation of the soil profile – emergence of new atypical horizons and properties, the strengthening or weakening of the initial soil processes; in case of intensive soil formation, on the contrary, there is a rapid disappearance of anthropogenic features. Within one landscape zone and one botanical garden, the differences in the duration of impact on the soil, in the land use history, impact of introduced plants, nature of agricultural activities cause a significant differentiation of soil properties. However, general patterns in changing the chemical properties of soils of botanical gardens relative to their natural background were identified: (1) increase in the humus content, relative intensity of humus accumulation is maximum in the soils of the northern territories (Bolshoy Solovetsky Island and St. Petersburg), minimum differences are observed in soils of Mediterranean and humid subtropics; (2) increase in the proportion of humic acids; (3) shift of pH values to the alkaline ones, especially in the forest soils of the temperate and subtropical zones; (4) increase in base saturation; (5) increase of the relative content of the main plant nutrients (phosphorus, sometimes potassium). The variety of factors of anthropogenic influence in botanical gardens determined a variety of approaches to soil classification. The creation of conditions suitable for the growth of introduced plant species in the urban environment forms special soil profiles. They combine properties of agrogenic soils (due to the application of fertilizers, loosening), some properties of urban soils (occurrence of artifacts) and the natural ones. According to the rules for the classification of soils in Russia, the soils of botanical gardens can be qualified for the agro-natural soils, agrozems and agrostratozems at the level of type and urbi-stratified subtypes of these and other soils.

Keywords: agro-natural soils, agrozems (Anthrosols), agrostratozems(Terric Anthrosols), urbi-stratified soils, recreazems, kulturozems, Hortic Anthrosols, zonal features