

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2019

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Синлитогенная эволюция пойменных почв в долинах малых рек Степного Зауралья

*И. В. Иванов, В. Е. Приходько, И. В. Замотаев, Д. В. Манахов,
Е. Ю. Новенко, П. И. Калинин, Л. М. Маркова, А. Л. Плаксина*

645

Разнообразие почв на почвенных картах районного уровня

В. П. Самсонова, Д. Г. Кротов, В. А. Воронин

663

Почвы археологического ландшафта Сорокино 1: реконструкция естественных изменений и антропогенной трансформации природной среды

*Ю. Г. Чендев, А. А. Гольева, А. В. Долгих, С. В. Уваркин, А. Н. Голотвин,
В. Г. Белеванцев, В. А. Сарапулкин, Д. И. Дудин*

672

ХИМИЯ ПОЧВ

Негидролизующий остаток органического вещества погребенных и современных почв

Т. В. Алексеева, Б. Н. Золотарева, Ю. Г. Колягин

687

Распределение радиоактивных и редкоземельных элементов в почвах китайской провинции Гуандун

А. Н. Злобина, Л. П. Рихванов, Н. В. Барановская, Н. Ванг, И. М. Фархутдинов

700

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Характеристика сообществ микроартропод постагрогенных и естественных тундровых почв европейского северо-востока России

А. А. Таскаева, Е. А. Мандрик, Т. Н. Конакова, А. А. Кудрин

711

Влияние нонилфенолов на численность и таксономическую структуру почвенного микробного сообщества

*И. Л. Кузикова, Т. Б. Зайцева, А. А. Кичко, С. В. Зиновьева,
А. Д. Руссу, Н. В. Маякина, Н. Г. Медведева*

722

Экофизиологическая характеристика психротолерантных актиномицетов тундровых и лесных ландшафтов

В. В. Прокопенко, Г. М. Зенова, Н. А. Манучарова

734

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Кислотно-основные свойства и состав глинистых минералов в ризосфере клена остролистного и ели обыкновенной в подзолистой почве

Т. А. Соколова, И. И. Толпешта, И. В. Данилин, Ю. Г. Изосимова, Т. С. Чалова

743

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Изменения темпов смыва почвы в речных бассейнах южного мегасклона европейской части России за последние 30 лет

К. А. Мальцев, М. А. Иванов, А. Г. Шарифуллин, В. Н. Голосов

755

Правила для авторов

767

Contents

No. 6, 2019

Genesis and Geography of Soils

Synlithogenic Evolution of Floodplain Soils in the Valleys of Small Rivers in the Transural Steppe

I. V. Ivanov, V. E. Prihodko, I. V. Zamotaev, D. V. Manakhov, E. Yu. Novenko, P. I. Kalinin, L. M. Markova, and A. L. Plaksina

645

The Pedodiversity on Soil Maps at the District Level

V. P. Samsonova, D. G. Krotov, and V. A. Voronin

663

Soils of Archeological Landscape Sorokino 1 (Orel Oblast): Reconstruction of Natural Changes and Anthropogenic Transformation of the Environment

Yu. G. Chendev, A. A. Golyeva, A. V. Dolgikh, S. V. Uvarkin, A. N. Golovyn, V. G. Belevantsev, V. A. Sarapulkin, and D. I. Dudin

672

Soil Chemistry

Restudy of the Nonhydrolyzable Part of Soil Organic Matter

T. V. Alekseeva, B. N. Zolotareva, and Yu. G. Kolyagin

687

Distribution of Radioactive and Rare-Earth Elements in Ferral soils of the Guangdong Province (China)

A. N. Zlobina, L. P. Rikhvanov, N. V. Baranovskaya, N. Wang, and I. M. Farhutdinov

700

Soil Biology

Characteristics of the Microarthropod Communities in Postagrogenic and Tundra Soils of the European Northeast of Russia

A. A. Taskaeva, E. A. Mandrik, T. N. Konakova, and A. A. Kudrin

711

Effect of Nonylphenol on the Abundance and Taxonomic Structure of the Soil Microbial Community

I. L. Kuzikova, T. B. Zaytseva, A. A. Kichko, S. V. Zinoveva, A. D. Russu, N. V. Mayachkina, and N. G. Medvedeva

722

Ecophysiological Characterization of Psychrotolerant Actinomycetes in Tundra and Forest Landscapes

V. V. Prokopenko, G. M. Zenova, and N. A. Manucharova

734

Mineralogy and Micromorphology of Soils

Acid–Base Characteristics and Clay Mineralogy in the Rhizospheres of Norway Maple and Common Spruce and in the Bulk Mass of Podzolic Soil

T. A. Sokolova, I. I. Tolpeshta, I. V. Danilin, Yu. G. Izosimova, and T. S. Chalova

743

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Changes in the Rate of Soil Loss in River Basins within the Southern Part of European Russia

K. A. Mal'cev, M. A. Ivanov, A. G. Sharifullin, and V. N. Golosov

755

Guidelines for Authors

767

СИНЛИТОГЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ
В ДОЛИНАХ МАЛЫХ РЕК СТЕПНОГО ЗАУРАЛЬЯ© 2019 г. И. В. Иванов¹*, В. Е. Приходько¹, И. В. Замотаев², Д. В. Мамахов³,
Е. Ю. Новенко³, П. И. Калинин¹, Л. М. Маркова⁴, А. Л. Плассина⁴¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Россия, 142290, Пущино, Московской обл., ул. Институтская, 2²Институт географии РАН, Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29³МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1⁴Челябинский государственный университет, Россия, 454001, Челябинск, ул. Братьев Кашириных, 129

*e-mail: ivanov-v-28@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2018 г.

После доработки 24.10.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

Выявлено соотношение почвообразования и осадконакопления в пойме р. Утяганка (бассейна р. Урал) на территории заповедника Аркаим (Челябинская область). Использованы почвенные, палинологический, минералогический методы исследования, а также 15 радиоуглеродных дат гумуса почв и седиментов. На низкой пойме мощность голоценовых осадков составляет 4–5 м. Верхние 1.5 м осадков, возникшие за последние 2 тыс. л., содержат три погребенные (частично совмещенные) почвы, формировавшиеся со средней скоростью 13.3 см/100 лет. Почвы аллювиальные дерновые имеют признаки засоленности и солонцеватости, отражают активную антропогенную бассейновую эрозию, характеризуют малый ледниковый период и засушливое теплое “время викингов”. На глубине 1.5–5 м расположено до пяти погребенных почв, формировавшихся 2–12 тыс. л. н. со скоростью 1.9–3.1 см/100 лет, почвы разделены слоями аллювия. Из них почвы, развивавшиеся 4.2–2 тыс. л. н., характеризуются разной степенью гумусированности, солонцеватости, и повышенной окарбоначенностью, они отражают резкие колебания атмосферного увлажнения, преобладание аридности, рост континентальности. Почвы, развивавшиеся 5.5–4.2 тыс. л. н., оглеены, средне гумусированы и окарбончаты и свидетельствуют о более влажном и теплом климате, чем сейчас. На это время приходится максимум лесных ареалов (содержание древесной пыльцы 67%). В период 8–5.5 тыс. л. н. по свойствам почв и палинологическому анализу (древесной пыльцы 15%) реконструирован теплый засушливый климат. Почвы в период 9.5–8 тыс. л. н. размытые, перегнойные глеевые на щебнистом пролювии–аллювии отражают резкие колебания климата конца позднеледниковья. Возможно, что во время паводков происходит не только накопление аллювия, но и периодический размыв поверхности с уменьшением мощности гумусового горизонта, служащий причиной обновления почв, замедления прироста гумусового горизонта и аллювия в целом. Средняя доля гумусированных слоев составляет 26% от общей мощности содержащего аллювия.

Ключевые слова: аллювиальные почвы, скорость седиментации, хроноряды, климатические циклы, палинологические исследования

DOI: 10.1134/S0032180X19060066

ВВЕДЕНИЕ

Почвообразование в поймах степных рек происходит одновременно с осадконакоплением, почвы здесь относят к стволу синлитогенных [18]. Высота паводков изменяется от 0.5 до 2–3 м и более, которые в среднем продолжаются 2–3 недели. Остальное время на поверхности пойм происходит почвообразование. Почвы и аллювий в разрезе переслаиваются, образуя педолитокомплексы, отражающие циклы природных процессов. Верхними и нижними границами комплексов служат поверхности погребенных почв. Разность воз-

растов по ^{14}C между ними определяет длительность формирования слоя, а отношение мощности слоя к его возрасту – среднегодовую скорость формирования [3]. Она не является скоростью осадконакопления, так как в нее входит почвообразование, но служит характеристикой цикла. Характеристика процессов в поймах содержится в трудах [1–4, 6, 10, 22, 23, 25, 28, 33, 35, 41, 43, 47, 50].

Палеоклиматические данные важны для понимания почвообразования, а свойства и таксономия почв позволяют контролировать палеоклиматические реконструкции. Суммированы

обширные данные по палинологическим исследованиям Евразии [44, 51, 57], и составлены карты биомов на каждые 1000 лет в течение хронопериода 0–21 тыс. л. н. [44]. Однако для Зауральского региона данных об эволюции почв в голоцене недостаточно. Наши исследования восполняют этот пробел и посвящены изучению эволюции почв и растительности в голоцене в южном Зауралье на территории заповедника Аркаим.

Палинологическое исследование отложений трех проточных озер в долинах малых рек [54, 55], в 50 км на северо-восток от района исследований, вблизи синташтинских поселений (Каменный амбар, Коноплянка и Журумбай), одновременных Аркаиму (^{14}C ~4 тыс. л. н.), свидетельствует, что климат в периоды их создания, а также 2600–1400 л. н. был близок современному. Относительно гумидные условия отмечались 4400–3600 л. н., а более сухие — 500–1500, 2800–3600 и 6000–7000 л. н. Скорость накопления озерных осадков уменьшалась в сухие периоды, некоторые из мелких озер осушались.

Имеются реконструкции климата региона в голоцене по палинологическим спектрам отложений озер и болот: для лесостепи Tobol-Ишимского междуречья [34, 58] и Западной Сибири [45, 46], Южного Урала [20, 48, 49, 52, 54, 55], для степей равнин и мелкосопочника Северного и Центрального Казахстана [37, 38], и палеоклиматические реконструкции по погребенным палеопочвам [15, 30, 31, 42, 56].

Цель работы — рассмотреть особенности эволюции пойменных почв, их соотношение с осадконакоплением на фоне выявляемых изменений климата южного Урала в голоцене.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в пойме р. Утяганка, в 1.5 км от места ее впадения в р. Б. Караганка (левый приток р. Урал), на территории заповедника Аркаим (Степное лесничество Ильменского государственного заповедника), в Челябинской области (координаты $52^{\circ}38' \text{N}$, $59^{\circ}35' \text{E}$) [31]. Район исследования расположен на восточном склоне горной страны Урал, в пределах Зауральского плато-пeneплена абсолютными высотами 300–500 м. Поверхность плато сложена комплексом изверженных и осадочных пород девонского и карбонового возраста, мезозойскими каолиновыми корами выветривания, континентальными отложениями неогена и четвертичного периода. Нижние части склонов покрыты делювиально-пролювиальными глинисто-суглинистыми, нередко щебнистыми наносами. Зональное положение района — степи с черноземами обыкновенными. Среднегодовые температуры — $+1.5^{\circ}\text{C}$, января — -16.5°C , июля — $+18.5^{\circ}\text{C}$, количество осад-

ков — 420 мм/год, испаряемость — 500 мм/год. Ширина долины р. Утяганки около 1 км, из которых на террасы приходится до 0.3–0.4 км (высота над урезом воды в русле 4–10 м), на высокую пойму — 0.1–0.2 км (высота 2–4 м), низкую пойму — 0.3–0.4 км (высота до 2 м). Полные данные об объекте содержатся в работах [5, 11, 13–15, 17, 20, 24, 29–31].

Почвы пойм. В пойме р. Утяганка распространены аллювиальные почвы (Fluvisols) следующего строения [20, 27]: 1) светло- и серогумусовые (AJ,Y-C), Fluvisols (Humic); 2) темногумусовые (AU-C(ca)), Fluvisols (Hyperhumic); 3) перегнойные глеевые (H-G-CG), Gleyic Fluvisols (Hyperhumic); 4) серогумусовые-глеевые (AY,g-G-CG), Stagnic Fluvisols (Humic); 5) темногумусовые гидрометаморфические (AU-Q-CQ), Fluvisols (Hyperhumic, Oxyaquic); а также 6) солончаки (SCs), Fluvisols Solonchaks; 7) солонцы (A-(EL)-BSN-C), Solonetz (Fluvisols).

Для характеристики подтипов почв использовали следующие малые индексы диагностических свойств [19]: перегнойности (h); солонцеватости (sn); глееватости (g); квазиглееватости или слабой гидрометаморфизованности (q), засоленности (s), оруденелости — уплотненных новообразований железа (fn). Формулы почвенных профилей дополнены рядом признаков: слабая ожелезненность — ржавый оттенок, пленки (fe); более сильная ожелезненность, без цементации (Fe); слабая карбонатность — вскипание от HCl, без новообразований (ca) и редкими новообразованиями (can); сильная карбонатность — бурное вскипание (CA), обильные новообразования без цементации массы (CAn); структура гумусового горизонта погребенных почв икряная ($A^{\text{икр}}$), зернистая ($A^{\text{зерн}}$); обилие копролитов, копролитная структура (z). В названиях почв применяли следующие градации содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 . $\text{C}_{\text{орг}}$ (в гор. А и АВ), %: <0.5 — безгумусовые, 0.5–2, j — светлогумусовые, 2–4, y — серогумусовые, 4–8, u — темногумусовые, 8–9, H — перегнойные. CaCO_3 (в зоне максимальной аккумуляции), %: <0.5 — бескарбонатные (не вскипают от HCl), 0.5–5 — малокарбонатные, 5–15 — среднекарбонатные, 15–21 — сильнокарбонатные.

Методы исследований. В пойме р. Утяганка изучены 3 скважины, полученные ручным бурением, глубиной 3.5–4.6 м (свк. 208, 208а, 210) и 3 разреза (разр. 21, 20, Л-С) глубиной до 2 м. В них обнаружены погребенные почвы (ПП) и проведено ^{14}C -датирование гуминовых кислот (ГК) почв и аллювия (15 образцов). При хронокорреляции слоев учитывали их число, глубину расположения, отдельные признаки (опесчанность, каменистость, наличие раковин). Одновозрастным почвам и отложениям в слое присвоены одинаковые номера (1–9). Особое внимание уделяли гра-

ницам почв и горизонтов, выявлению и объяснению исходных свойств почв, и их изменениям в процессе диагенеза и наложенного почвообразования от выше расположенной почвы. Описание скважин и разрезов проводили по свежим образцам с применением луп и бинокля с учетом руководств Глазовской [8], Розанова [32]. Лабораторные анализы выполняли в ЦКП ИФХиБПП РАН под руководством к. б. н. С.Н. Удальцова: $S_{орг}$ — по Тюрину, CO_2 карбонатов — титриметрически, гранулометрический состав — пирофосфатным методом [40]. Проведен спорово-пыльцевой анализ в скважине 208 (Е.Ю. Новенко).

Определяли среднюю скорость формирования слоя (см/100 лет) между соседними погребенными гумусовыми горизонтами как косвенный показатель комплекса условий почвообразования. Для оценки относительной плотности населения в древние эпохи как возможного показателя благоприятности экологических условий, определяли число археологических памятников на 100 лет археологической эпохи (число, памятников определенной эпохи, культуры на некоторой территории/длительность эпохи в столетиях) [13].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вертикальные хроноряды почв низкой поймы

Скв. 208 (глубина 370 см) расположена внутри болота, в 50 м от его края, на абсолютной высоте 316.5 м. Координаты 52°37.974' N, 59°36.059' E. Поверхность — кочкарный осоковый (*Carex*) луг с подчиненным участием дербенника (*Lythrum*), рогоза широколистственного (*Typha latifolia* L.), тростника (*Phragmites australis* Cav.), вежа ядовитого (*Cicuta virosa* L.). Из числа водных растений и гидрофитов в современных спорово-пыльцевых спектрах преобладает осока, встречается ежеголовник, единично — папоротники.

Грунтовые воды — пресные залегают с 20 см. В разрезе вскипание от HCl начинается с 20 см. Болото, в котором расположена скв. 208, возникло предположительно 10000 л. н. в углублении днища долины. Судя по мощности осадков, поверхность поймы и русла была на 4–5 м ниже современной, вследствие более низкого положения основного базиса эрозии р. Урал, в который впадают р. Утяганка и Б. Караганка, и уровня Каспийского моря, 11 тыс. л. н. он был ниже современного на 15 м. В то время на современной глубине 370 см в скв. 208 отложился слой 9 — смесь пролювия и руслового аллювия из средних и легких суглинков с примесью щебня, песка и раковин и ПП 8 на них (рис. 1). В дальнейшем над ними накапливался глинисто-суглинистый материал, обогащенный $S_{орг}$ (от 2 до 8–9%). Изменения свойств почв и пород по разрезу скв. 208 обладают значительной экологической,

палеогеографической и геохимической информативностью (табл. 1).

Слой 7, 8.4–10 тыс. л. н. — средние суглинки и глины с примесью песка и щебня, с развитой в них перегнойно-пестроглеевой почвой (исходное содержание $S_{орг}$ 8%). Их малая карбонатность — вероятное свидетельство прохладного влажного климата.

Слой 6, 8.4–5.5 тыс. л. н. включает самую гумусированную почву в скв. 208. В ней на протяжении примерно одного тысячелетия отлагались с высокой скоростью (3 см/100 лет и более) суглинки, без щебня и песка, малокарбонатные, наименее гумусированные, оглеенные в условиях спокойных весенних разливов, затем — примерно на протяжении двух тысячелетий формировалась хорошо развитая темноцветная зернистая, выщелоченная почва. На последней стадии климат был более континентальным, более быстрые разливы отлагали средние суглинки, гор. А не был оглеен.

Слой 5, 5.5–4.2 тыс. л. н. с перегнойной глеевой, малокарбонатной глинистой почвой без примеси песка, полностью оглеенной, формировавшейся в относительно влажном климате.

Слой 4, 4.2–2.2 тыс. л. н. — протяженный (60 см), разделен на гумусовую и подгумусовую части, обе малокарбонатны, верхняя часть неоглеена, нижняя осолонцована, что указывает на начало аридизации климата. Содержание $S_{орг}$ стало резко уменьшаться.

Почвы слоев 2 и 3, 2.2–0.7 тыс. л. н. серо- и светлогумусны, иногда солонцеваты, со слабовыраженной карбонатной аккумуляцией. Их профили наложены друг на друга, нарушены диагенезом, характеризуют чередование аридных и засушливых эпох.

Почва слоев 1 и 1а, 0–700 лет — серогумусовая дерновая сформировалась на высохшем болоте (примерно за последние 700–200 л. н.). Затем увлажнение усилилось, песчаный материал начал поступать в болото, накапливались слаборазложенные растительные остатки. Содержание $S_{орг}$ достигло 9%, карбонаты отсутствуют, с 30 см выявлено пестрое оглеение (g, fe).

Скв. 208а (глубина 470 см) находится на краю болота, в 40 м от скв. 208. Их строение сходно по числу и составу погребенных почв, но в скв. 208а они выражены слабее. Поверхность почвы ровная. Вскипание от HCl начинается с 30 см. Грунтовые воды залегают на глубине 50 см.

Слой 8 с перегнойно-глеевой почвой. В средних слоях 350–150 см, формировавшихся 9–3 тыс. л. н., поверхность болота осушалась, скважина оказывалась за его пределами. Количество $S_{орг}$ в осадках резко уменьшалось до 1–2%. Почвы слоев 7, 6, 5 были светло- и серогумусовыми, слабо- и среднекарбонатными и наиболее

Таблица 1. Вертикальные хроноряды почв, низкая пойма, реконструкция погребенных почв

Слой и почва	Глубина, см	Строение почвы
Скв. 208		
1а, 1. Аллювиальная перегнойная глеевая среднекарбонатная почва на аллювиальной дерновой серогумусовой среднекарбонатной глинистой почве	0–40	$\frac{AH, ca}{гл}$ 30 см; $\frac{ABz, CA, g, fe}{tc}$ 40 см
2. Аллювиальная дерновая серогумусовая глубоко-, сильносолонцеватая среднекарбонатная глинистая почва	40–100	$\frac{Ay, z (CA, g, fe - \text{диаген})}{tc}$ 40 см; $\frac{AB, ca}{гл}$ 70 см; $\frac{Bsn, ca}{гл}$ 100 см
3. Аллювиальная дерновая серогумусовая малокарбонатная тяжелосуглинистая почва	100–130	$\frac{Au_{икр}}{гл}$ 10 см; $\frac{AB, ca}{гл}$ 30 см
4. Аллювиальная дерновая темногумусовая солонцеватая малокарбонатная глина	130–190	$\frac{Au}{гл}$ 20 см; $\frac{AB, SN}{гл}$ 40 см; $\frac{Bsn, g, ca}{гл}$ 60 см
5. Аллювиальная перегнойная глеевая бесструктурная бескарбонатная тяжелосуглинистая почва	190–230	Hg
6. Аллювиальная дерновая темногумусовая зернистая глеевая некарбонатная средне-, тяжелосуглинистая почва	230–310	$\frac{Au}{cc}$ 30 см; $\frac{AB, g}{tc}$ 80 см
7. Аллювиальная перегнойно-глеевая малокарбонатная легко-, среднесуглинистая почва	310–370	$\frac{H, fe, g}{cc, лс}$ 20 см; $\frac{Hfe, g, ca}{cc, лс}$ 40 см; $\frac{Hfe, g, CA}{cc, лс}$ 50 см
Слой 8–9	380	Cfe, g, CA 60 см cc, лс щебнистый, с раковинами
Скв. 208а		
1. Аллювиальная дерновая темногумусовая среднекарбонатная солонцеватая почва	0–50 см	$\frac{Au}{cc, tc}$ 30 см; $\frac{ABsn, ca}{cc, гл}$ 50 см
2. Аллювиальная дерновая серогумусовая среднекарбонатная глинистая щебнистая почва	50–80	Ay, ca, Fe
3. Аллювиальная дерновая серогумусовая бескарбонатная глинисто-тяжелосуглинистая	80–140	$\frac{Ay}{гл, tc}$ 60 см
4. Аллювиальная дерновая светлогумусовая бескарбонатная глеевая глинисто-тяжелосуглинистая почва	140–200	$\frac{Aj, G}{гл-tc}$ 10 см; $\frac{A, G, Fe}{гл-tc}$ 30 см; $\frac{B, G, Fe}{гл-tc}$ 60 см
5. Аллювиальная дерновая светлогумусовая пестроглеевая малокарбонатная (слабоаккумулятивно-карбонатная) глинисто-тяжелосуглинистая почва	200–260	$\frac{Aj, G, fe}{гл-tc}$ 10 см; BC, G, fe 50 см гл-tc, щебнистый, слоистый
6. Аллювиальная дерновая светлогумусовая пестроглеевая малокарбонатная глинисто-тяжелосуглинистая почва	260–310	$\frac{Aj, G, fe}{гл-tc}$ 10 см; BC, G, fe 50 см гл-tc, щебнистый, слоистый

Таблица 1. Окончание

Слой и почва	Глубина, см	Строение почвы
7. Аллювиальная дерновая серогумусовая бескарбонатная пестроглеевая тяжелосуглинистая почва	310–365	$\frac{A_{y, G, fe, ca}}{гл-тс}$ 10 см; $\frac{B, G, fe}{тс}$ 50 см
8, 9. Чередование трех перегнойно-глеевых среднекарбонатных почв с дерновыми светлогумусовыми оглеенными, пестроглеевыми почвами	365–470	$\frac{A_{j, g, fe, CA}}{тс, слабощебнистый}$ 35 см; $\frac{A_{j, g, fe, ca}}{тс}$ 65 см; $\frac{B_{g, fe, ca}}{сс, слабослоистый}$ 105 см
Скв. 210		
1. Аллювиальная дерновая темногумусовая сильносолонцеватая тяжелосуглинистая и суглинистая почва	0–40	$\frac{A_{H_z, u}}{тс}$ 20 см; $\frac{A_{z, fe, sn}}{тс}$ 30 см; $\frac{A_{Bz, SN, s}}{сс}$ 40 см
2. Аллювиальная дерновая темногумусовая солонцеватая сильнокарбонатная глинистая-тяжелосуглинистая почва	40–100	$\frac{A_{y, z}}{тс}$ 20 см; $\frac{A_{Bz}}{тс-гл}$ 30 см; $\frac{A_{Bsn, ca}}{гл}$ 40 см; $\frac{B_{SN, CA}}{гл}$ 60 см, ^{14}C ГК cal на глубине 40–50 см – 650 ± 80 л. н., образец Ki 17750, с глубины 80–85 см (гор. ABz) 1850 ± 80 л. н., образец Ki 17751
3. Аллювиальная дерновая светлогумусовая глинистая почва	100–140	$\frac{A_{j, CA}}{гл}$ 10 см; $\frac{B, CA}{гл}$ 20 см; $\frac{C, CA}{гл}$ 40 см, 3150 ± 90 л. н. с глубины 115–125 см (гор. BCA), образец Ki-17802
4. Пролувий со щебнем плитчатого остроугольного песчаника кварцевого с полевым шпатом, материал из C ₁ vis	140–230	Тонкослоистый, белесовато-желтый, сильнокарбонатный
5, 6. Делювио-пролювий – тяжелые суглинки со щебнем, материал из Ng–Pg-отложений	230–320	Чередование светло-серых и серых тонких слоистых малокарбонатных суглинков, слабо оглеен и малокарбонатен
7. Аллювио-пролювий, светло-серый суглинок, опесчаненный, слоистый, щебнистый	320–400	Обеднен C _{орг} (0.2–0.3%), среднекарбонатный, радиоуглеродная дата 12270 ± 150 л. н., с глубины 305–340 см
8. Почво-пролювио-аллювий (педолит) – слоистый опесчаненный щебнистый суглинок, содержит обломки озерно-речных теплолюбивых раковин	400–420	Светло-серый с коричневым оттенком, признаки оглеения (оливковый оттенок). C _{орг} почти отсутствует, радиоуглеродная дата 13470 ± 150 л. н. с глубины 400–420 см, образец Ki-17805

оглеенными. Оглеенность является, по-видимому, вторичной, так как охватывает и гумусовые горизонты. Верхняя часть скважины (150–0 см): почвы 3, 2, 1 аналогичны почвам скв. 208, несколько отличаюсь от них меньшей переувлажненностью – меньшим оглеением, наличием солонцеватости, новообразований карбонатов. Почва 1 не проходила перегнойной стадии.

Скв. 210 (глубина 420 см) расположена на ровной поверхности поймы, на абсолютной высоте

316 м, гипсометрически и по течению выше озеровидного расширения русла со скв. 208 и 208а. С поверхности вскипает от HCl. Скв. 210 сходна в верхнем метре со строением предыдущих скважин и сильно отличается от них в слое 1–4 м. Нижние почвы 8, 9 не являются перегнойно-глеевыми, в слоях 4–7 преобладает карбонатный щебнистый делювий, широко распространенный на поверхностях первых надпойменных террас и высоких пойм. Верхние почвы 1, 2, 3 – дерновые

темногумусовые сильносолонцеватые с горизонтами вторичных карбонатов с частичным наложением почв друг на друга.

Разр. 21 (глубина 177 см) расположен на повышении-грядке слабовыраженного прируслового вала на абсолютной высоте 317 м. Растительность — типчак, полынь белая, п. австрийская, кермек (*Festuca valesiaca*, *Artemisia absinthium*, *A. austriaca*, *Limonium gmelinii*). Грунтовые воды слабосолоноватые из-за фитильного испарительного эффекта залегают на глубине 165 см. Строение профиля:

Почва 1a $\frac{Au - C, s, ca}{tc}$ 0–15 см; ПП 1 $\frac{Au, s, ca}{tc}$ 15–24 см; $\frac{E, s, ca}{cc}$ 24–25 см; $\frac{AB, sn, s, ca}{tc}$ 25–31 см; ПП 2 $\frac{Au^{мкр}, cs}{\text{слоистый } tc}$ 31–37 см; $\frac{AB, s, ca}{tc}$ 37–50 см; ПП 3 $\frac{Au - Au, s}{tc}$ 50–110 см; $\frac{Au}{gl}$ 110–115 см; $\frac{ABs, CA, fe}{tc}$ 115–130 см; $\frac{ABs, CA, fe}{gl}$ 115–130 см; слой 4 $\frac{G, fe, s, ca}{gl}$ 130–177 см.

Разрез вскрыл сложное образование из четырех слоев. Верхний 1a — солончак сульфатно-натриевый в пачке из 20 чередующихся тонких темных и светлых коричневых прослоек; залегают на ПП 1 — солонце-солончаке бескарбонатном из пятислойного тяжелого суглинка; он залегают на ПП 2 — дерновой серогумусовой бескарбонатной. ПП 2 сформировалась над дерновой глеевой малокарбонатной ПП 3. Под ними залегают слой 4 — глей грязно-голубого и зеленоватого цвета, глинистый бескарбонатный неслоистый безгумусовый. С глубины 95–101 см получена дата по ГК. Отмечается изменение микрорельефа низкой поймы: в настоящее время здесь расположена микрогряда из слоистых отложений, ранее — застойное понижение, в котором происходило оглеение.

Вертикальные хроноряды почв высокой поймы

Разр. 20 расположен на ровной площадке высокой поймы в переходной полосе к первой террасе, на абсолютной высоте 320 м, относительной (над урезом воды) — 2 м. Угодье — целина, использовавшаяся в прошлом под выпас. Растительность — типчак (*Festuca valesiaca*), полынь австрийская (*Artemisia austriaca*), полынь белая (*A. absinthium*), кермек (*Limonium*), разнотравье. Глубина грунтовых вод — 2–2.5 м. Вскрыто сложное высокоинформативное образование из шести погребенных наложенных почв (табл. 2).

Вначале образовалась аллювиальная дерновая слоистая светлогумусовая глеевая малокарбонатная глинистая почва 6 (6–8 тыс. л. н.). Над ней

сформировались синлитогенно с небольшим перерывом (около 4 тыс. л. н.) две темногумусовые, вероятно высокоплодородные, глинистые почвы (ПП 5, 4) с зернистой структурой, в настоящее время они имеют диагенетическую солонцеватость от ПП 3. Это сформировавшийся на протяжении 2–1 тыс. л. н. солонец солончаковый на опесчаненных суглинках, засоленных гипсом, сульфатами и хлоридами натрия, который в дальнейшем рассолился, деградировал. Все нижезалегающие погребенные почвы (4, 5, 6) вторично засолены легкорастворимыми солями (2–3.8%) и гипсом. В целом вверх по разрезу уменьшалась поемность, поверхность вначале бывшая низкой поймой, перешла в высокую пойму.

Разр. Л-С глубиной 140 см исследован Лаврушиным и Спиридоновой [20, с. 45]. Расположен в овальном понижении между древним поселением Аркаим и руслом р. Утяганка на уровне высокой поймы. Разр. Л-С по свойствам почвы и истории развития близок к разр. 20.

Почвы 1, 2, 3, 0–95 см, характеризуются неоднократным наложенным развитием, это сложная аллювиальная дерновая сильносолонцеватая карбонатная засоленная почва. Строение:

$\frac{AO^{зерн}}{cc}$ 10 см; $\frac{Alu, sn, s, can}{tc, gl}$ 40 см, ^{14}C — 2670 л. н. (30–40 см); $\frac{ABu, CAN, sn}{tc}$ 70 см, ^{14}C — 400 л. н., 40–50 см; $\frac{AB, CAN}{tc}$ 95 см, ^{14}C — 4130 л. н. (60–80 см). ПП слоев 4, 5, 10–95 см — аллювиальная дерновая темногумусовая сильнокарбонатная слабозасоленная почва: $\frac{Au}{gl, tc}$ 10–40 см; $\frac{ABu, CA}{tc}$ 40–70 см; $\frac{AB, CAN}{tc}$ 70–95 см (2670 л. н., 30–40 см; 3400 л. н., 40–50 см; 4130 л. н., 60–80 см). ПП 6, 95–140 см — аллювиальная дерновая слоистая малокарбонатная периодически глеевая. Строение: $\frac{Au, ca}{cc}$ 95–120, ^{14}C — 6000 л. н.; $\frac{ABca, Fen}{cc, \text{лс слоистый}}$ 120–140 см.

Особенностью почвы разр. Л-С служит сочетание синседиментационного и наложенного развития. Вначале в более континентальном климате формировался слоистый почво-аллювий при больших скоростях течения паводковых вод и (ПП 6), затем при замедлении течения паводков образовался глинистый нанос и на нем темногумусовая почва (ПП 4, 5). При уменьшении поемности, перехода поверхности в состояние высокой поймы синлитогенно формировались сильносолонцеватые карбонатные почвы (почва 1, ПП 2, 3).

Таблица 2. Изменение свойств и строения сложной почвы разр. 20 на высокой пойме

Горизонт, глубина	Цвет, структура	Гумус, %	$\frac{C_{ПК}}{C_{ФК}}$	CaCO ₃ , %	$\frac{\sum S(\%)*}{pH}$	Гипс, %	Содержание фракций (мм), %			¹⁴ C-возраст, лет
							>0.05	<0.01	<0.001	
1а, 1, 2. Солонец деградированный темногумусовый малокарбонатный солончаковый, 0–15 см, 0–1 тыс. л. н.										
$\frac{A_{Ou} EI}{TC}$ 0–3 см	Светло-серый, чешуйчато-листоватая	9.5	3.0	0	$\frac{<0.1}{7.6}$	0	19	49	12	0–8 см 1123 ± ± 56 ИГАН-1537
$\frac{A_{u, sp_{дегр}}}{TC}$ 3–8 см	Коричнево-темно-серый, мелко-ореховато-столбчатая непрочная	6.0	4.3	0	$\frac{0.4}{8.1}$	0.1	10	55	25	
3. Солонец темногумусовый малокарбонатный солончаковый по дерновой темногумусовой почве, 8–30 см, 1000–2000 л. н.										
$\frac{A_{u, sp, s_{дегр}}}{ГЛ-ТС}$ 8–15 см	Коричнево-темно-серый зернисто-мелкоореховатый	5.2	2.6	0	–	0.6	9	60	27	–
Средняя скорость формирования почво-аллювия за последние 2000 лет – 0.7 см/100 лет										
4. Аллювиальная дерновая темногумусовая среднекарбонатная вторично засоленная и солонцеватая почва, 30–66 см, 2000–4000 л. н.										
$\frac{A_{u, сап, s, sp_{дегр}}}{ГЛ-ТС}$ 15–29 см	Коричнево-темно-серый мелкокомвато-зернистый	3.9	3.3	2.6	$\frac{3.2}{8.4}$	1.4	12	60	–	–
$\frac{AB, s, са}{ГЛ\ средняя}$ 29–66 см	Коричнево-серый, зернисто-пороховидный	2.2	–	8.1	$\frac{3.3}{8.8}$	1.3	6	80	45	–
Скорость формирования почво-аллювия – 2.5 см/100 лет										
5. Аллювиальная дерновая серогумусовая исходно малокарбонатная почва, вторично засоленная и солонцеватая почва, 66–96 см, 4000–6000 л. н.										
$\frac{A_{u, s, sp, Caп}}{ГЛ}$ 66–76 см	Коричнево-темно-серый зернисто-пороховидный	2.7	0.4	6.2	$\frac{1.6}{8.7}$	1.1	6	80	45	4553 ± 100 ИГАН-1580
$\frac{B, s, sp, Caп}{ГЛ\ легкая}$ 76–96 см	Коричнево-серый зернисто-пороховатый	0.8	0.1	8.1	$\frac{–}{8.8}$	1.3	11	70	40	–
6. Аллювиально-дерновая слоистая светлогумусовая периодически глеевая, бескарбонатная, вторично засоленная и солонцеватая почва, 96–140 см, 6–>8 тыс. л. н.										
$\frac{A_f, Ca, s, sp}{ГЛ\ средняя}$ 96–120 см	Чередование светлых и темных тонких слоев, икраяная структура	1.2	0.2	–	$\frac{<1}{8.6}$	1.1	7	80	41	8063 ± 163 ИГАН-1581 (95–130 см)
$\frac{B, Fe, са, s, sp}{ГЛ\ средняя}$ 120–140 см	Чередование беловато-светло-серых и ржавых прослоев, структура зернисто-мелкоореховатая, икраяная	1.8	0.5	2.1	$\frac{<1}{8.7}$	0.7	8	80	35	

* S – сумма солей.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный анализ скважин и разрезов — вертикальных хронорядов почв и седиментов низких и высоких пойм позволяет сделать следующие выводы. Мощность голоценовых наносов на низкой пойме равна 3.5–5 м, а на высокой — 1.5–2 м. Наибольшая скорость аккумуляции (10–20 см/100 лет) отложений на низкой пойме наблюдалась на протяжении последних 1–2 тыс. л. в верхнем слое. Осадконакопление было прерывистым и циклическим. Профили почв верхней части низкой и высокой пойм в связи с быстрым формированием наноса наложены друг на друга. В нижней части голоценовых отложений совмещение профилей встречается редко, почвы подстилаются осадками со слабовыраженными признаками почвообразования.

Проведено сопоставление наших и имеющихся палеоклиматических данных. Реконструкции Тарасова [37, 38] выполнены по пяти объектам на территории от Урал-Тобольского междуречья (оз. Моховое у пос. Боровое в 100 км юго-восточнее Аркаима) и до р. Иртыш (г. Семипалатинск). Из-за обширности охваченной территории единая колонка реконструкции климата включает региональную изменчивость. Реконструкция Рябогиной [34, 58] проведена по объектам Тобол-Ишимского междуречья, ближе расположенным к Аркаиму.

1. Для времени 0–1 тыс. л. н. реконструкция Тарасова [37, 38] согласуется с общепризнанными взглядами (теплое время — малый климатический оптимум, похолодание малого ледникового периода, потепление XX в.), по данным Рябогиной [58] около 700–500 л. н. было более прохладно, чем в современное время.

2. В интервале 1–2.5 тыс. л. н. тенденции и хронограницы изменений климата, оцененных в двух реконструкциях, практически одинаковы. Это соответствует представлению о единых однонаправленных межрегиональных изменениях климата в субатлантическом периоде [12, 39].

3. В интервале 2.5–5.0 тыс. л. н. оценки изменений климата по данным П.Е. Тарасова и Н.Е. Рябогиной противоположны. Ранее отмечалось [12], что для этого периода свойственна большая изменчивость климата во времени и пространстве, разнонаправленность его не только в удаленных, но часто и в соседних регионах. Палеоэкологические заключения по скважинам р. Утяганка и палеопочвам [13, 42] согласуются с реконструкциями Н.Е. Рябогиной этапа 4–2.5 тыс. л. н.

4. Для атлантического и конца бореального периода оценки климатических изменений в упомянутых работах совпадают, но хронограницы их несколько различны. По пребореальному периоду данные приведены только в работах [37, 38].

5. Отметим удовлетворительные совпадения палеоклиматических реконструкций по палинологическим и палеопочвенным данным для Северного Казахстана и Аркаима (скв. 208) [13–16, 27, 30, 31, 37, 38].

Почвообразование и осадконакопление. Осадконакопление — важнейший фактор, влияющий на пойменное почвообразование. Чередование почв и осадочных слоев в разрезе обусловлено циклами интенсивности осадконакопления — почвообразования, являющихся антагонистами. Вопрос о скорости проработки почвообразованием (главным образом, гумусированием) вновь отлагающихся слоев пойменного аллювия — главный для синлитогенного почвообразования.

Слои формировались с разной скоростью в зависимости от уровня поймы и эпох (времени) накопления слоев (табл. 3). Пойменный аллювий в основном образуется из материала взвешенного стока, поступающего с водоразделов вследствие эрозии почв и при размыве бортов и днищ эрозионных форм. Поступление наносов в пойму определяется количеством атмосферных осадков, площадью водосборного бассейна, мутностью жидкого стока. Река Утяганка имеет длину 21 км, площадь водосборного бассейна составляет около 150 км², модуль твердого стока с его площади, по аналогии с бассейнами степных рек Зауралья [9], — около 20 т/(км² в год) (колебания от 7 до 37), среднегодовой модуль жидкого стока — 1.92 л/км², водный сток ~0.01 км³/год. Величина модуля твердого стока соответствует средним величинам денудации: 1.66 мм/100 лет или денудации слоя в 1 м за 8330 лет (“денудационный метр”). Реальная величина денудации (на большей части территории) превышает их, поскольку до 1/2 денудированного материала отлагается в местной ложбинно-балочной сети и на пологих склонах [10].

Скорость образования слоев пойменных наносов в верхнем метре соответствует современным гидролого-климатическим условиям и антропогенным воздействиям. Средняя скорость их формирования равна на низкой пойме — 7.72 см/100 лет (колебания средних 5.7–11.7), на высокой — 1.45 см/100 лет. Уменьшение скорости осадконакопления от низкой поймы к высокой пойме связано с уменьшением частоты паводков. Скорость осадконакопления на глубине 140–230 см (скв. 210) значительна — 6.92 см/100 лет и конкретно обусловлена регулярным поступлением пролювия.

Данные, полученные Стоббе [54, 55], по отложениям проточных озер в близкорасположенном районе у поселения синташтинской культуры “Каменный амбар”, сходны с вышеприведенными. Скорость осадконакопления в самом верхнем слое (0–60 см) в последние 200–300 лет достигала 42 см/100 лет. В интервале времени 300–2880 л. н.

Таблица 3. Скорость формирования слоев почв и отложений в поймах малых рек степной зоны (на примере поймы р. Утяганка)

Слой	Глубина, см	Дата ^{14}C на нижней границе слоя, лет	Мощность, см	Длительность формирования, века	Скорость формирования слоев, см/100 лет
Низкая пойма. Сква. 210					
1a	0–30	650	30	6.5/~2–3	4.62/~15–10
1, 1a–3	0–140	1850	140	18.5/12 (1850–650 лет)	1.57/11.66
4	140–230	3150	90	13	6.92
5–7	230–400	12270	170	91.2	1.86
8	400–420	13470	20	12	1.66
	0–230	3150	230	31.5	7.30
	0–400	12270	400	122.7	3.26
Сква. 208 (датирована по корреляции слоев), болото в расширении русла					
1a	0–20	200	20	~2	10.00
1	20–40	700	20	7/5 (700–200 лет)	2.85–4.00
2	40–100	1000	60	3	20.00
3	100–130	2200	30	12	2.50
	0–130	2200	130	22	5.91
4	130–185	4200	55	20	2.75
5	185–235	5500	50	13	3.85
6	235–310	8400	75	29	2.59
7, 8	310–390	10000	80	16	5.00
	130–440	12300	310	101	3.07
	0–440	12300	440	123	3.58
Разр. 21 (1 дата)					
1–3	0–100	1753	100	17.53	5.70
Средняя пойма на границе с высокой поймой. Разр. Л-С (Ю.А. Лаврушин, Е.А. Спиридонова [20])					
1–6	0–40	2670	40	26.7	1.50
	40–80	4130	40	14.60	2.74
	80–140	~6000	60	18.7	3.21
	0–140	6000	140	60	2.33
Высокая пойма на границе с первой террасой. Разр. 20					
1a, 1–4	0–66	4553	66	45.53	1.45
5, 6	66–140	8063	74	35.10	2.11
1a–6	0–140	8063	140	80.6	1.74

она составляла в среднем 2.5–5.0 см/100 лет, 2880–8862 л. н. – 1.6–2.4 см/100 лет.

Скорость природного (без антропогенных воздействий) пойменного осадконакопления для периодов 2–3...8–12 тыс. л. н. составляет в среднем 2.32 см/100 лет (колебания 1.86–3.21) или десятые доли мм/год. Высокая средняя скорость накопления верхнего слоя аллювия на низкой пойме

(7.72 см/100 лет) связана с многосторонними антропогенными воздействиями на климат и почвенно-растительный покров, что единодушно отмечается большинством исследователей [1–4, 6, 7, 9, 21, 25]. Александровский с соавт. [1, 3] предложили следующие градации скоростей накопления аллювия (скоростей формирования педолитокомплексов почва–порода): 1) более

25 см/100 лет — накопление аллювия, почвы не образуются; 2) 25–10 см/100 лет — накопление аллювия с признаками педогенеза; 3) 10–3 см/100 лет — образование дерновых слоистых синседиментационных почв; 4) 3–1 см/100 лет — почвы с развитыми гумусовыми горизонтами (дерновые и луговые); 5) менее 1 см/100 лет — формирование зональных почв: дерново-подзолистых, серых лесных, черноземов. Интенсивность осадконакопления различается по зонам поймы (внутренней, прирусловой, приречной) [43] и во времени. Для решения вопроса о пойменном почвообразовании важно знать реальную толщину отлагающихся годовых слоев. Такие данные получены в последние десятилетия [4, 6, 10, 25]. Мощности наносов, накопившихся за время интенсивного освоения территории (распашка и сведение лесов за последние 200–300 лет), составляют в поймах малых рек Татарстана и Саратовской области 0.6–1.3 м, единично 3–4 м [6], Удмуртии — 0.3–1.2 м [25]. Средняя скорость накопления годового слоя осадков по данным стационарных наблюдений (9 объектов, 16 лет наблюдений) равна 15.2 мм/год (колебания 3–30.5) [6]. С использованием меток по ^{137}Cs установлено, что среднегодовая скорость отложения наилка в поймах малых рек Среднерусской возвышенности за период 1964–1986 гг. и последующие 22 года (1986–2008) уменьшилась от 10.3 до 2.9 мм/год. Причина этого — уменьшение площади пашни, пропашных культур, более теплые и малоснежные зимы [7].

Особенность осадконакопления в поймах в том, что они в отличие от озер и впадин не являются конечной областью аккумуляции терригенных компонентов. Накопление наносов в пойме — результат баланса процессов осаждения взвесей, их смыва—размыва и транзита взвешенных наносов. Учитывая малую мощность годового слоя наилка, незначительную длительность его накопления (менее месяца) и то, что паводки бывают не каждый год, можно считать, что наилкок прорабатывается почвообразованием (пропахивается гумусом и оструктурируется) почти мгновенно. В связи с этим можно было бы ожидать высокой гумусированности большинства пойменных суглинков. Однако это не так. Гумусированные суглинки среди отложений не преобладают. Данные о 12 обнажениях обрывов рек Ока, Москва, Сура высотой от 2.5 до 6.5 м (изучены А.Л. и Е.И. Александровскими [1–3], С.П. Ломовым, Н.Н. Солодовым [22, 23]) показали следующее. Суммарная мощность всех изученных обнажений — 47 м, число гумусовых слоев-горизонтов в них — 53, средняя мощность гумусового слоя 22.3 см, доля гумусированных слоев от мощности обнажений — 26.5%. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в гумусированных слоях от 1–2 до 8%, в негумусированных — менее 0.5%. Это позволяет пред-

положить, что верхний слой почвы-наноса во время паводков частично обновляется с уменьшением содержания в нем гумуса.

Горизонтальные хроноряды. Педогенез, литогенез и палеоклимат. Совокупность данных о почвах, породах, рельефе и растительности (по 6–7 объектов на хроносрез) позволила реконструировать палеоэкологические условия различных эпох [12–16, 20, 30, 31, 34–38, 42]. Финал позднеледниковья (дриас-3, аллеред, 12.3–13.5 тыс. л. н.). Слой 9 расположен на глубинах 380, 440, 415 см, слой 8 — на 310, 360, 390 см. Изменчивость глубины слоев в скважинах связана с неровностями дна речной долины.

Слой 9 представлен переслаиванием пролювия с аллювиальными и озерными отложениями. Тонкослоистые средние суглинки содержат 40–70% ила (фракция <0.001 мм), 2–5% песчаной фракции (>0.25 мм), мелкий щебень песчаника, мелкие обломки и целые экземпляры раковин. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в суглинке — менее 1%, CaCO_3 — 5–10%. Суглинок имеет коричневый цвет с зеленоватым оттенком, в нем встречаются известковистые пятна и прожилки. Время отложения суглинка по ^{14}C гуминовых кислот — около 13470 ± 150 лет. Изучение раковин из слоя по микроскопом позволило Г.А. Данукаловой и Е.М. Осиповой сделать вывод, что слой образовался в теплых слабопроточных или застойных прогреваемых водоемах с невысоким содержанием кислорода и гидрокарбонатов, с проявлением оглеения, с различной степенью зарастания. По этим показателям и отсутствию признаков мерзлоты слой предположительно отнесен к аллереду.

Слой 8 — представлен перегнойной глеевой малокарбонатной почвой внутри болота (скв. 208), чередованием перегнойных глеевых почв с дерновыми светлогумусовыми среднекарбонатными пестроглеевыми почвами на краю болота (скв. 208а). Перегнойные почвы содержали в исходном состоянии 15–20% $\text{C}_{\text{орг}}$. В них сочетались средняя карбонатность, значительное оглеение, опесчаненность и щебнистость почвообразующих пород. В скв. 210 почва дерновая аллювиальная светлогумусовая размытая среднекарбонатная слабооглеенная среднесуглинистая щебнистая. В двух разрезах — почвы перегнойные глеевые, в одном — размытая дерновая, все они огленные, практически без ожелезнения, мало- и среднекарбонатные.

Считается, что аллеред был эпохой потепления позднеледниковья, которую сменил более холодный дриас-3. Имеющиеся материалы дают основание для предположения о принадлежности слоя 8 к аллереду и об отсутствии слоя дриас-3. На примере позднеледниковья и древнего голоцена исследователь имеет дело с палеогеографическим парадоксом. Перигляциальные ландшафты с за-

сушливым, холодным климатом, тундростепями и тундролесостепями характеризуются обширными речными долинами, для формирования которых, казалось бы, не должно было хватать воды. В пределах исследуемого региона отсутствовали ледниковые массивы, которые могли бы служить источниками воды. Одним из объяснений парадокса может служить мерзлотное состояние почвогрунтов, которое содействовало формированию значительного поверхностного стока и сильных половодий [3].

Ранний голоцен (10–8 тыс. л. н.), слой 7, 310–370 см. Слой 7, отнесенный предположительно к этому периоду, формировался при колебательном повышении температур и атмосферных осадков [13, 37, 38]. За это время накопилось от 40 до 80 см глин, тяжелых и средних суглинков с разным количеством песка, щебня, что свидетельствует о колебаниях поступления пролювия в пойму.

В центральной части подсыхающего в то время болота (скв. 208) длительное время формировалась синлитогенная пойменная (далее (п)) дерновая темногумусовая глеевая бескарбонатная средне-тяжелосуглинистая почва 7. Почва в скв. 210 – (п) дерновая светлогумусовая окисленная среднекарбонатная среднесуглинистая по такой же размытой пестроглеевой глинистой формировалась также при уменьшении заболоченности, при более спокойных разливах (нет щебня и мало песка). Почва на краю современного болота (скв. 208а) – (п) дерновая серогумусовая бескарбонатная пестроглеевая глинистая.

В палиноспектре нижней части слоя (330–360 см) преобладает пыльца трав (70–85%), из мятликовых и полыней (по 20–30%) (рис. 2). Среди пыльцы деревьев (всего 15–20%) преобладает береза и сосна, нет ели. Пыльца широколиственных пород встречается чаще, чем в современных отложениях. Из этих данных следует, что количество атмосферных осадков во времени колебалось, иногда превышая современные величины. Температуры были несколько выше современных. В спорово-пыльцевом спектре верхней части слоя 7 (310–330 см), по сравнению с нижней, 330–360 см, заметно (на 10–20%) возросла доля пыльцы древесных пород (за счет сосны, ели). Среди трав уменьшилась доля пыльцы полыней и выросла – мятликовых. В целом изменение условий формирования от нижней части слоя к верхней части заключалось в потеплении в росте атмосферного увлажнения. По данным [37, 38] климат времени формирования нижней части слоя 7 характеризовался меньшими увлажнением (на –50 мм) и годовыми температурами (на 1.5–2.5°C), а климат верхней части слоя – большим увлажнением (на +50 мм) и меньшими годовыми температурами (на –2, –3°C) по сравнению с современными. Прямые данные о состоянии почв на

прилегающих водораздельных пространствах отсутствуют. Предполагается, что зональные черноземы еще не сформировались, почвы были дерновыми, с маломощным гумусовым карбонатным горизонтом [2].

На территории заповедника обнаружено 6 археологических памятников эпохи мезолита, население было малочисленным (охотники и рыболовы) с плотностью памятников 0.2 на 100 лет эпохи.

Большая часть *атлантического периода (8–5.5 тыс. л. н.), слой 6 (интервал глубин ~230–310 см)* – признанный термический максимум голоцена с наибольшими температурами 5.5–6.5 тыс. л. н. На подсыхающей поверхности болота у скв. 208 синлитогенно формировалась дерновая темногумусовая (>8% C_{org}) бескарбонатная глеевая почва 6. У скв. 208а и 210 располагались дерновые светлогумусовые малокарбонатные почвы разной степени оглеения. При спокойных продолжительных весенних разливах, осаждались глины, поступление пролювия в пойму по сравнению с предыдущим временем сокращалось. В разр. 20 и Л-С встречены синлитогенные дерновые светлогумусовые иловато-глинистые почвы с гидрогенной аккумуляцией железа.

В верхней части пылецевого спектра слоя 6 содержится минимум древесной пылицы (15–20%) (береза, сосна), максимум полыни (35%), осок (50%), ежеголовника (15–32%) и колониальных водорослей (26%). Спорадически произрастали дуб, вяз, липа, щавель, кизил, что свидетельствует об относительно влажном и теплом климате в целом и наличии локального переувлажнения (влажный луг), что согласуется с данными [37, 38]. Нижняя половина слоя (8–7 тыс. л. н.) формировалась в аридных (осадков на 100 мм менее современных), более прохладных ($\Delta t_{год} -2^\circ C$) континентальных условиях, с увеличением доли пролювия в пойменных отложениях (опесчанивание, щебень). Верхняя часть слоя (7–5.5 тыс. л. н.) развивалась в условиях более влажных (на 100 мм), теплых (на +1°C) и менее континентальных. На территории заповедника Аркаим население эпох неолита и энеолита было также немногочисленным (10 памятников, плотность 0.1–0.2 на 100 лет эпохи).

Пограничный атлантический-суббореальный этап, 5.5–4.2 тыс. л. н., слой 5, глубина 200–250 см. Породы – глинистые и тяжелосуглинистые, без щебня, в скв. 210 – щебнисто-глинистый аллювио-пролювий. В почвах скв. 208 происходило заболачивание с образованием перегнойного горизонта. В скв. 208а и 210 продолжалось прежнее синлитогенное светлогумусовое малокарбонатное почвообразование с оглеением. В разр. 20 на илстой глине сформировалась пойменная дерновая серогумусовая слабосолонцеватая гидрогенно-конкреционно-карбонатная почва. При

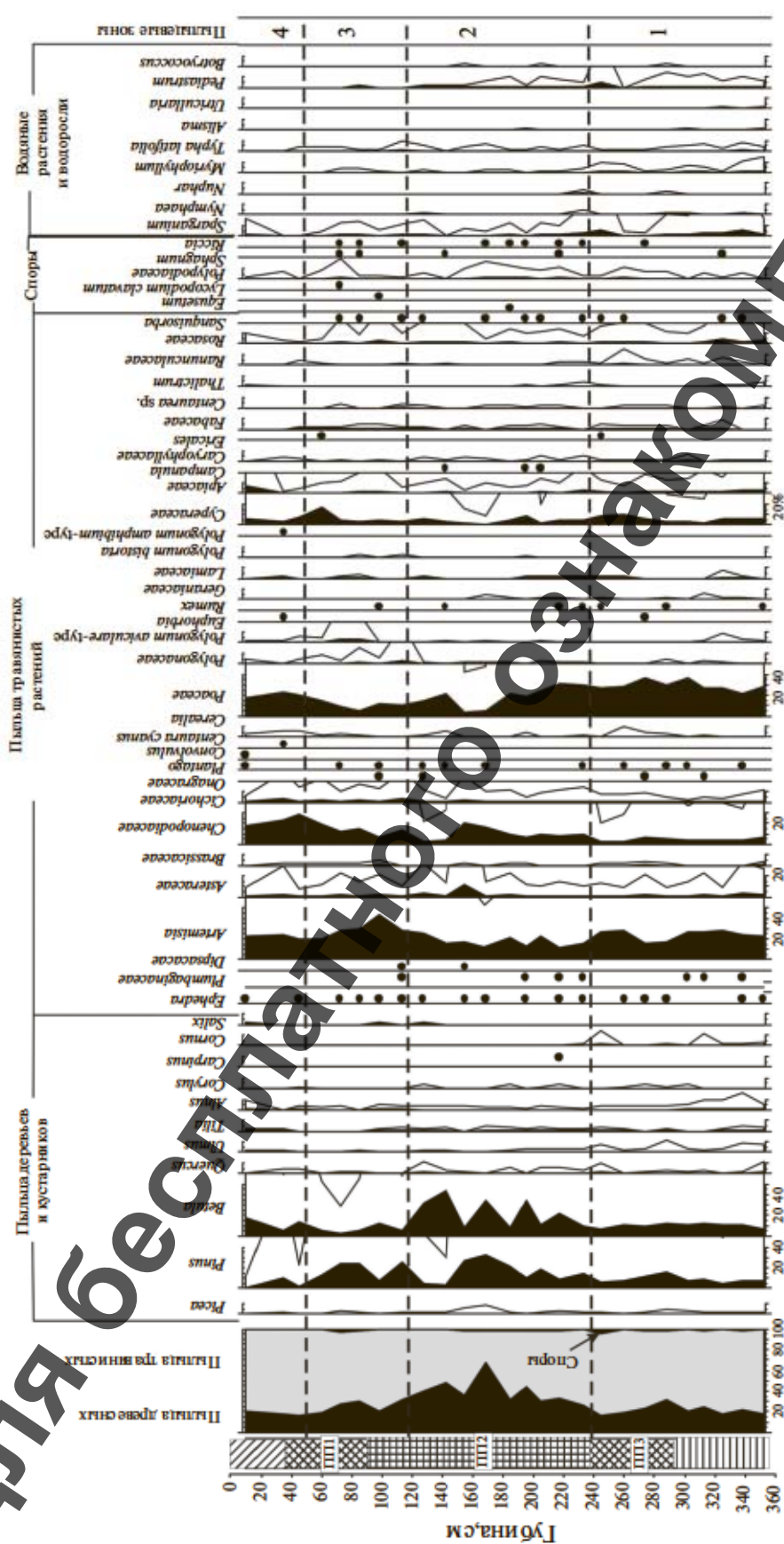


Рис. 2. Спорово-пыльцевой анализ образцов из скв. 208.

почвообразовании в слое 5 впервые в голоцене появились признаки солонцеватости, увеличивалась карбонатность.

По мере формирования слоя в пылевом спектре снизу вверх возрастала доля пылцы древесных пород (до 40%), отмечена ель, уменьшалась доля трав, увеличилась в их составе роль злаков, уменьшилась — полыней и лебедовых. Все это соответствовало общему увеличению атмосферной увлажненности и интенсивности весенних паводков по сравнению с предыдущим временем.

Суббореальный-субатлантический этап, 4.2–2.2 тыс. л. н., слой 4, глубины 130–200 см. Условия формирования слоя представляют особый интерес, так как он синхронен аркаим-синташтинской и срубной культурам с относительно многочисленным населением и памятниками 5/100 лет. Широкую известность получило укрепленное поселение Аркаим эпохи бронзы. Оно имеет форму круга диаметром 145 м со следами внешнего и внутреннего валов и оборонительных рвов. В поселении имеются 39 впадин-жилищ во внешнем круге и 24 впадины-жилища — во внутреннем, со средними размерами 5 × 16 м. Стены между жилищами и крыши реконструируются как древесно-грунтовые. Почти во всех помещениях имеются остатки небольших металлургических печей для выплавки мышьяковистой бронзы [31]. Считается, что основной формой хозяйства были придомное и отгонное скотоводство (крупный, мелкий рогатый скот, лошади), охота, рыболовство, приручена собака, предполагается наличие земледелия. Численность населения на поселении по разным оценкам могла составлять от 500 до 2000 человек. Сказанное предполагает обеспеченность древесиной для строительства и топлива.

При изучении на поверхности поймы шести почвенных объектов конца этапа, 2500 л. н., в двух случаях выявлены породы: свежий щебнистый глинистый сильнокарбонатный пролювий — свидетельствующие о ливневом выпадении атмосферных осадков (скв. 210); зеленовато-синий глинистый глей со дна старицы (разр. 21); в трех случаях — дерновые темногумусированные почвы (некарбонатная, слабо- и среднекарбонатные) с сильносолонцеватой почвой (на осушенном болоте), и засоленной в ложбине (разр. Л-С); в одном случае — дерновая светлогумусовая бескарбонатная глеевая почва. Все почвы глинистые и, кроме одной (скв. 210), без щебня.

Четыре почвы имеют гумусовые горизонты А и АВ мощностью по 40 см и, следовательно, для их формирования требовалось от 700 лет до 1 тыс. л., то есть до половины всей длительности слоя 4 (интервал 2.2–2.9/3.2 тыс. л. н., завершающая часть этапа). В это время скорость прироста гумусового горизонта (2–3 см/100 лет) на глубине 20 см от поверхности превышала скорость седиментации

(<1 см/100 лет), атмосферное увлажнение было меньшим, чем в начале этапа. В начале этапа скорость седиментации (2–3 см/100 лет) в пойме превышала скорость прироста гумусового горизонта, атмосферное увлажнение было более высоким.

Распределение пылцы древесных пород в слое 4 вполне соответствует сказанному: на начальном этапе формирования слоя, 180–160 см, 4–3 тыс. л. н., в нем содержалось наибольшее за весь голоцен в скв. 208 количество древесной пылцы (52, 70 и 55%), наблюдалось наибольшее атмосферное увлажнение за голоцен (по [37, 38] на 70 мм/год выше современного, по [34] — близкое современному). Время, предшествовавшее и следовавшее за аркаимской и срубной культурами (190 см, около 4.2 тыс. л. н., 150 см, около 3 тыс. л. н.), характеризовалось более аридными условиями (древесной пылцы в скв. 208 — 36–40%, атмосферных осадков на 30 мм/год меньше современных). В целом, климат этапа был неустойчивым, изменения метасинхронными, то есть не всегда синхронны, иногда противоположно направлены даже на близкорасположенных соседних территориях. В аридную эпоху 2.8–3.5 тыс. л. н. соотношение тепла и влаги было, в основном, обратным, как в SA периоде. В Северном Казахстане на месте современных черноземов располагались каштановые и темно-каштановые языковато-трещиноватые почвы с повышенным залеганием карбонатов и гипса в профиле. Раньше и позже него в SB периоде были распространены черноземы южные. В Зауральских степях аридный период был слабее выражен и менее длительным (2.5–3.5 тыс. л. н.). Черноземы обыкновенные становились сильно солонцеватыми [15].

Субатлантический этап, слои 1а, 1, 2, 3, 2.2–0 тыс. л. н. характеризуется 3–4-синлитогенными почвами (слои 1а, 1, 2, 3) общей мощностью 130–140 см. Для периода характерны повышенные скорости осадконакопления с наличием средних суглинков (повышенные скорости паводковых вод) и одновременно активное почвообразование (почвы периода самые гумусированные за весь голоцен). Наличие 3–4 слоев свидетельствует об изменчивости климатических условий и гидрологического режима.

Слой 3, 130–100 см, 2200–1000 л. н. Формирование слоя началось в относительно аридной обстановке и проходило при удовлетворительном, возможно оптимальном, соотношении тепла и влаги. В дерновых серогумусовых почвах скв. 208 и 208а солонцовый процесс прекращается, в скв. 210 — усиливается. Впадина у разр. 21 заносится аллювием из чередующихся светлых и темных гумусовых прослоев, и на них образовалась дерновая глеевая почва. Затем здесь возник невысокий (1 м) прирусловый вал из слоистых глини-

стых наносов. Усиливалось карбонатообразование, глеевый процесс ослабевал. Доля древесной пылицы в слое уменьшилась до 40%, трав — увеличилась за счет полыней и злаков (мятликовых).

Слой 2, 50–100 см, 700–1000 л. н. По времени соответствует теплоту в Северной Европе “времени викингов” и аридным условиям в степной и пустынной зонах. Почвы серогумусовые солонцеватые карбонатные (скв. 208, 210), несолонцеватые (скв. 208а), серогумусовая бескарбонатная глеевая (разр. 21). В пыцевом спектре увеличилось количество лебедовых и злаков, уменьшилась доля полыней, что соответствует сказанному выше. Почвенно-зональные условия оцениваются как засушливые степи с южными черноземами.

Слой 1, 0–50 см, 0–700 лет. Почвенный покров дифференцирован по элементам микрорельефа и в связи с расположением участков относительно русла. Гумусированность почв увеличивается, оглеение не выражено. На болоте (скв. 208) сначала сформировалась дерновая серогумусовая, вероятно, оглеенная тяжелосуглинистая почва (почва 1). На ней отлагался среднесуглинистый нанос и синлитогенно формировался перегнойный бесструктурный горизонт (почва 1а). Заболачивание (1а) происходило здесь на протяжении последних примерно 200-х лет, формирование почвы 1 — в интервале времени 200–700 л. н. Сходные процессы происходили в почве скв. 210. В разр. 21 по наносу на почве 2 образовался солонец (почва 1). В дальнейшем солонец был прикрыт сверху маломощным слоистым наносом и засолен (1–2%) из капиллярной каймы грунтовой воды до глубины одного метра сульфатами натрия (почва 1а). На современной поверхности низкой поймы при глубине залегания грунтовых вод около 1 м засоленные и солонцеватые дерновые почвы распространены широко. Встречаются солевые бугорки пучения.

Верхний слой осадков в скв. 208 по составу пылицы, принесенной в болото (без водных и гидрофильных растений), выделен в пыцевую зону 4, которая интегрально отражает растительность и климатические условия эпохи. Доля пылицы деревьев и кустарников — 20% (преобладают береза (0–20 см), сосна и береза (30–40 см), встречаются единичные зерна дуба, вяза, липы и ольхи), доля трав — 80%. В составе их пыцевого спектра преобладают злаки (50%), значительна доля *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Asteraceae*, *Brassicaceae*, *Rosaceae* и *Ariaceae*. Пыльца *Cerealia* образует непрерывную кривую. Увеличивается содержание пылицы антропогенных индикаторов, в том числе *Convolvulus*, *Centaurea cyanus*. Растительность оценивается как степная с признаками антропогенных нарушений. Пыцевая зона 4 соответствует средним климатическим условиям современной эпохи.

ВЫВОДЫ

1. Исследованы современные и погребенные почвы и аллювиальные отложения поймы и речной долины на юге Челябинской обл. Использованы 15 радиоуглеродных дат гумуса почв и седиментов. Дана общая оценка природных условий почвообразования в голоцене, выявлено соотношение почвообразования и осадкоотложения.

2. На низкой пойме мощность голоценовых осадков равна 4–5 м. Верхние 1.5 м, сформировавшиеся в последние 2 тыс. л., представлены тремя погребенными, частично совмещенными почвами, со средней скоростью формирования 13.3 см/100 лет. Почвы разнообразные аллювиальные дерновые — солончаковатые солонцеватые. Отмечается усиление антропогенной бассейновой эрозии. В них отражен малый ледниковый период и засушливое теплое “время викингов”.

3. В интервале 1.5–5 м встречено до пяти погребенных почв, разделенных отложениями аллювия, сформировавшихся 2–12 тыс. л. н. со скоростью 1.9–3.1 см/100 лет. Почвы, развивавшиеся 4.2–2 тыс. л. н., более карбонатные, солонцеватые, отражают резкие колебания атмосферного увлажнения, преобладание аридности, рост континентальности. Почвы, сформировавшиеся в фазу 5.5–4.2 тыс. л. н. — средне- и слабогумусированные малокарбонатные, оглеенные. Климат был влажный, теплый, с максимумом древесной пылицы (67%). В период 8–5.5 тыс. л. н. образовались средне- и высокогумусированные малокарбонатные, пестроглеевые почвы, с минимумом древесной пылицы (15%); климат теплый, засушливый. Почвы периода 9.5–8 тыс. л. н. отражают резкие колебания климата завершения позднеледникового. На высокой пойме мощность голоценовых осадков не превышает 1.5–2 м, скорость их формирования 1.7–2.1 см/100 лет.

4. Разнообразие почвообразования в пойме определяется внутренней жизнью поймы, гидродинамикой паводковых и русловых вод, расстоянием объектов от русла, его меандрированием, глубиной залегания грунтовых вод, а также внешними условиями по отношению к пойме: климатом (количеством атмосферных осадков; характером их выпадения и др.), поверхностным жидким и твердым стоками и др. В связи с этим микрорельеф и литология поверхности пойм крайне изменчивы.

5. Высказано предположение, что во время паводков происходит не только накопление аллювия, но и периодический размыв поверхности с уменьшением мощности гумусового горизонта, служащий причиной обновления поверхности почв, замедления прироста гумусового горизонта и аллювия в целом. Средняя доля гумусированного материала от общей мощности отложений относительно невелика и составляет 26%.

БЛАГОДАРНОСТЬ

В подготовке работы активное участие принял геолог Александр Иосифович Левит (сотрудник заповедника "Аркаим", доцент Челябинского государственного университета), данную статью авторы посвящают его светлой памяти. В изучении разр. 20, 21 участвовал С.С. Чернянский (МГУ им. М.В. Ломоносова). Определение раковин выполнено Г.А. Данукаловой и Е.М. Осиповой в Институте геологии УНЦ РАН (Екатеринбург). Датирование ГК по ^{14}C провели из разр. 20, 21 О.А. Чичагова, Э.П. Зазовская, Институт географии РАН, из скв. 208а и 210 – В.В. Скрипкин, радиоуглеродная лаборатория Института геохимии окружающей среды НАН Украины; разр. Л-С – Геологический институт РАН. Всем названным лицам авторы выражают глубокую благодарность за проделанную работу и любезные консультации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания № АААА-А18-118013190175-5 "Развитие почв в условиях меняющегося климата и антропогенных воздействий" и проекта РФФИ 17-05-01151 (полевые исследования, химические анализы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1285–1295.
2. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 255 с.
3. Александровский А.Л., Гласко М.П. Взаимодействие аллювиальных и почвообразовательных процессов на разных этапах формирования пойм равнинных рек в голоцене (на примере рек центральной части Восточно-Европейской равнины) // Геоморфология. 2014. № 4. С. 3–17.
4. Барышников Н.Б. Речные поймы (морфология и гидравлика). Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 152 с.
5. Батанина И.М., Иванова Н.О. Археологическая карта заповедника Аркаим. История изучения археологических памятников // Аркаим: исследование, поиски, открытия. Челябинск: Творч. объединение "Каменный пояс", 1995. С. 159–195.
6. Бутаков Г.П., Курбатова С.Г., Панин А.В., Перевощиков А.А., Серебrenникова И.А. Формирование антропогенно обусловленного наилка на поймах рек Русской равнины // Эрозионные и русловые процессы. М., 2000. С. 78–92.
7. Геннадиев А.Н., Жидкин А.П. Типизация склоновых сопряжений почв по количественным проявлениям смыва-намыва вещества // Почвоведение. 2012. № 1. С. 21–31.
8. Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. Смоленск: Ойкумена, 2002. 286 с.
9. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и эрозия наносов на Земле. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1984. 264 с.
10. Добровольский Г.В. Почвы речных пойм Центра Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2015. 293 с.
11. Зайков В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые района музея-заповедника "Аркаим" // Природные экосистемы Южного Урала. Челябинск: Челяб. гос. ун-т, 1999. С. 5–36.
12. Иванов И.В., Табанаква Е.Д. Изменение мощности гумусового горизонта и эволюция черноземов Восточной Европы в голоцене (механизмы, причины, закономерности) // Почвоведение. 2003. № 9. С. 1029–1042.
13. Иванов И.В., Левит А.И., Приходько В.Е., Новенко Е.Ю. Сравнительное исследование эволюции почво-аллювия пойм малых рек и почв прилегающих водоразделов степного Зауралья // Почва – зеркало и память ландшафтов. Мат-лы Всерос. конф. Киров, 2015. С. 8–15.
14. Иванов И.В., Манахов Д.В. Организация почвенного покрова поверхностей выравнивания степного Зауралья // Почвоведение. 1999. № 8. С. 958–969.
15. Иванов И.В., Чернянский С.С. Общие закономерности развития черноземов Евразии и эволюция черноземов Зауралья // Почвоведение. 1996. № 9. С. 1045–1055.
16. Иванов И.В., Александровский А.Л., Макеев А.О. и др. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.
17. Инубуши К., Приходько В.Е., Нагано Х., Манахов Д.В. Соединения углерода и азота и эмиссия парниковых газов в древних и современных почвах заповедника Аркаим степного Зауралья // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1439–1449. doi 10.7868/S0032180X15120096
18. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
19. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
20. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Основные геолого-палеоэкологические события конца позднего плейстоцена и голоцена на восточном склоне Южного Урала // Природные системы Южного Урала. Сб. научн. тр. / Под ред. Л.Л. Гайдученко. Челябинск: Челяб. гос. ун-т, 1990. С. 66–103.
21. Лисецкий Ф.Н., Дегтярь А.В., Бурак Ж.А., Павлюк Я.В., Нарожная А.Г., Землякова А.В., Маринина О.А. Реки и водные объекты Белогорья. Белгород: Константа, 2015. 362 с.
22. Ломов С.П., Солодков Н.Н. Эоловые геосистемы (памятники неолита), современные и погребенные почвы пойм бассейна р. Сура в голоцене. Пенза: ПГУАС, 2014. 168 с.
23. Ломов С.П., Солодков Н.Н. Геохимические условия развития современных и погребенных почв Среднего Поволжья // Известия Саратовск. гос. ун-та.

- Нов. Сер.: Науки о Земле. Саратов. 2016. № 16(1). С. 10–13. doi 10.18500/1819-76632016-16-110-13
24. Любчанский И.Э., Таиров А.Д. Аркаимская долина в раннем железном веке // Аркаим: Исследования, поиски, открытия. Челябинск: Творч. объединение “Каменный пояс”, 1995. С. 63–78.
 25. Маркелов М.В., Голосов В.Н., Беляев В.Р. Изменение скорости аккумуляции наносов на поймах малых рек в центре Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. Сер. География. 2012. № 5. С. 70–76.
 26. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015. ФАО ООН, МГУ им. М.В. Ломоносова. 2017. 203 с.
 27. Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропогенных взаимодействий / Под ред. В.О. Таргульяна, С.В. Горячкина. М.: ЛКИ, 2008. 692 с.
 28. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шереметская Е.Д. Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология. 2001. № 2. С. 19–32.
 29. Полянская Л.М., Приходько В.Е., Ломакин Д.Г., Чернов И.Ю. Численность и биомасса микроорганизмов в древних погребенных и современных черноземах разного землепользования // Почвоведение. 2016. № 10. С. 1191–1204. doi 10.7868/S0032180X16100117
 30. Приходько В.Е., Иванов И.В., Манахов Д.В., Соколова Т.А., Чернянский С.С. Физико-химическая и минералогическая характеристики степных палеопочв Зауралья // Вестн. МГУ. Серия Почвоведение. 2013. № 1. С. 13–22.
 31. Приходько В.Е., Иванов И.В., Зданович Д.Г., Зданович Г.Б., Манахов Д.В., Инубуши К. Аркаим – укрепленное поселение эпохи бронзы степного Зауралья: почвенно-археологические исследования. М., 2014. 264 с. doi 10.13140/RG.2.1.3861.1369
 32. Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 320 с.
 33. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 416 с.
 34. Рябогина Н.Е. Ландшафты и климат в Тоболо-Ишимском междуречье в голоцене // Ландшафты голоцена и взаимодействие культур в Тоболо-Ишимском междуречье. Новосибирск: Наука, 2008. С. 6–59.
 35. Сычева С.А. Ритмы почвообразования и осадконакопления в голоцене (сводка ^{14}C данных) // Почвоведение. 1999. № 6. С. 1–11.
 36. Таиров А.Д. Изменения климата степей и лесостепей Центральной Евразии во II–I тыс. до н. э. Материалы к историческим реконструкциям. Челябинск: Рифей, 2003. 68 с.
 37. Тарасов П.Е. Особенности позднего голоцена Кокчетавской возвышенности // Вестник Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1989. № 6. С. 54–60.
 38. Тарасов П.Е., Кременецкий К.В. Взаимодействие природы и человека в степной зоне Казахстана в голоцене // Водные ресурсы. 1995. № 3. С. 343–347.
 39. Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене (проблемы, факты, гипотезы) // История биогенозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976. С. 57–78.
 40. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 400 с.
 41. Чернов А.В. Н.И. Маккавсен и развитие учения о речной пойме // Геоморфология. 2000. № 3. С. 49–54.
 42. Чернянский С.С., Иванов И.В., Демкин В.А., Таиров А.Д. Черноземы и солонцы Зауралья во второй половине голоцена: результаты почвенно-археологических исследований // Курган с “усами” Солончанка-I. Челябинск: Челяб. гос. ун-т, 1999. С. 98–133.
 43. Шанцер Е.В. Аллювий рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Геологического института АН СССР. 1951. Вып. 13. Геол. серия (№ 55). 274 с.
 44. Birney H., Anderson P., Kaplan J.O., Andreev A., Bezrukova E., Blyakharchuk T. et al. Vegetation of Eurasia from the last glacial maximum to present: Key biogeographic patterns // Quaternary Sci. Rev. 2017. V. 157. P. 80–97. doi 10.1016/j.quascirev.2016.11.022
 45. Blyakharchuk T.A. Four new pollen sections tracing the Holocene vegetational development of the southern part of the West Siberian Lowland // Holocene. 2003. V. 13. P. 715–731. doi 10.1191/0959683603hl658rp
 46. Blyakharchuk T.A. Western Siberia, a review of Holocene climatic changes // J. Siberian Federal Un-ty. Biology. 2009. № 2. P. 4–12.
 47. Ferring C.R. Alluvial Pedology and Geoarchaeological Research, in Holliday. Soils in Archaeology; Landscape Evolution and Human Occupation: Washington–London: Smithsonian Institution Press, 1992. P. 1–39.
 48. Lapteva E., Korona O. The dynamics of the forest steppe vegetation of the southern Trans-Ural plain in the Holocene: Natural changes and anthropogenic influence // Multidisciplinary Investigations of the Bronze Age Settlements in the Southern Trans-Urals (Russia) / Eds. R. Krause, L.N. Koryakova. Bonn: Habelt, 2013. P. 327–342.
 49. Maslennikova A.V., Udachin V.N. Lakes ecosystem response to Holocene climate changes and human impact in the Southern Urals: Diatom and geochemical proxies // The Holocene. 2016. № 27(6). doi 10.1177/0959683616675942
 50. Marinina O.A., Yermolaev O.P., Maltsev K.A., Lisevskii F.N., Pavlyuk Ya.V. Evaluation of siltation of rivers with intensive economic development of watersheds // J. Engineer. Appl. Sci. 2016. № 11. P. 3004–3013. doi 10.1016/j.quaint.2014.03.039
 51. Mauri A., Davis B.A.S., Collins P.M., Kaplan J.O. The climate of Europe during the Holocene: A gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation

- tion // *Quaternary Sci. Rev.* 2015. V. 112. P. 109–127. doi 10.1016/j.quascirev.2015.01.013
52. *Panova N.K., Antipina T.G.* Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia // *Quaternary Int.* 2015. doi:10.1016/j.quaint.2015.10.035
53. *Spengler R.N., Frachetti M.D., Domani P.N.* Late Bronze Age agriculture at Tasbas in the Dzhungar Mountains of eastern Kazakhstan // *Quaternary Int.* 2014. V. 348. P. 147–157. doi 10.1016/j.quaint.2014.03.039
54. *Stobbe A., Gumnior M., Röpke A., Schneider H.* Palynological and sedimentological evidence from the Trans-ural steppe (Russia) and its palaeoecological implications for the sudden emergence of Bronze Age sedentary // *Vegetation History and Archaeobotany.* 2014. doi 10.1007/s00334-014-0500-0
55. *Stobbe A., Gumnior M., Rühl L., Schneider H.* Bronze Age human-landscape interactions in the southern Trans-ural steppe, Russia – Evidence from high-resolution palaeobotanical studies // *The Holocene.* 2016. V. 26(10). doi 10.1177/0959683616641740
56. *Thiemeyer H., Peters S.* Landscape development and soils around the Bronze Age settlement Kamennyi Ambar, southern Trans-Urals, Russia // *Quaternary Int.* 2016. doi 10.1016/j.quaint.2015.12.026
57. *Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A.* Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // *Quaternary Int.* 1997. V. 41/42. P. 71–96
58. *Zakh V.A., Ryabogina N.E., Chlachula J.* Climate and environmental dynamics of the mid- to late Holocene settlement in the Tobol-Ishim forest-steppe region, West Siberia // *Quaternary Int.* 2010. V. 220. № 1–2. P. 95–101. doi 10.1016/j.quaint.2009.09.010

Synlithogenic Evolution of Floodplain Soils in the Valleys of Small Rivers in the Trans-ural Steppe

I. V. Ivanov^{a,*}, V. E. Prikhodko^a, I. V. Zamotaev^b, D. V. Manakhov^c, E. Yu. Novenko^c, P. I. Kalinin^a, L. M. Markova^d, and A. L. Plaksina^d

^a*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, ul. Institutskaya 2, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

^b*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Staromonetny per. 29, Moscow, 119017 Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, 119991 Russia*

^d*Chelyabinsk State University, ul. Brat'ev Kashimirov 129, Chelyabinsk, 454001 Russia*

*e-mail: ivanov-v-28@mail.ru

The relationship between of soil formation and sedimentation on the floodplain of the Utyaganka River (the Ural River basin) in the Arkaim reserve (Chelyabinsk region, Southern Ural, Russia) was studied. Pedological, palynological, mineralogical research methods were applied, and 15 radiocarbon dates of soil humus and sediments were obtained. On the low floodplain, the thickness of the Holocene sediments is 4–5 m. The upper 1.5 m of the sediments formed in the recent 2000 yr contained three buried (partially superposed) soils that developed with the average rate of 13.3 cm/100 yr. Alluvial soddy soils with solonchic and salinity features reflect active anthropogenic erosion in the river basin and characterize the Little Ice Age and the dry and warm Viking Age. At the depth of 1.5–5 m, up to five buried soils were identified; they were formed in the period of 2–12 ka BP with the rate of 1.9–3.1 cm/100 yr and separated from one another by alluvium layers. The soils formed 4.2–2 ka BP are characterized by varying humus content and solonchicity; they are enriched in carbonates and reflect sharp fluctuations in atmospheric moistening with a prevalence of climatic aridity and continentality. The soils developed 5.5–4.2 ka BP are gleyed, calcified, and contain a moderate amount of humus. They attest to a more humid and warm climate than now. This period was characterized by the maximum area of forests (the pollen of tree species reached 67%). As judged from the soil properties and palynological analysis (15% of the pollen of trees), the period of 8–5.5 ka BP was characterized by the warm and dry climate. The soils developed 9.5–8 ka BP represent eroded gley soils on the gravelly alluvium. They reflect sharp fluctuations of the climate at the end of the glacial epoch. It is probable that the floods of this period were accompanied not only by the accumulation of new alluvial sediments but also by the partial erosion of the surface with a decrease in the thickness of the humus horizon. This led to a periodical renewal of the soils and slowed down the rate of growth of the humus horizon and the alluvium thickness in general. In the entire section, humified soil layers constitute 26% of the total thickness of alluvial sediments.

Keywords: alluvial soils, sedimentation rate, time series, climatic cycles, palynological studies

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

РАЗНООБРАЗИЕ ПОЧВ НА ПОЧВЕННЫХ КАРТАХ РАЙОННОГО УРОВНЯ

© 2019 г. В. П. Самсонова^{1, *}, Д. Г. Кротов², В. А. Воронин²

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

²Брянский государственный аграрный университет, Россия, 243365, Брянская обл., Выгоничский р-н, с. Кокино

*e-mail: vkbun@mail.ru

Поступила в редакцию 26.12.2017 г.

После доработки 24.10.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

Для трех районов Брянской области показано, что ранговые распределения площадей контуров низких таксономических единиц на почвенных картах имеют специфическую форму, которая может быть представлена как склейка нескольких степенных распределений, известных как законы Парето. Форма распределений сохраняется в трех административных районах и в отдельных почвенно-географических районах, на которые они могут быть разделены. Дисперсионный анализ, проведенный с логарифмами данных о размерах контуров, показывает влияние факторов типа почвы, гранулометрического состава, почвообразующей и подстилающей породы на размеры почвенных контуров, однако на ранговых кривых отсутствует выраженная агрегация преимущественных размеров контуров тех или иных классификационных единиц.

Ключевые слова: педоразнообразие, степенные законы, площади почвенных контуров

DOI: 10.1134/S0032180X19060108

ВВЕДЕНИЕ

Почвенный компонент любого ландшафта представляет собой, с одной стороны, непрерывное образование, а с другой – может рассматриваться как совокупность классификационно разных почв на некотором иерархическом уровне. Вследствие этого почвенная карта представляет собой мозаику выделов, в которой рядом расположенные компоненты считаются принципиально различными, хотя практически могут быть очень близки по свойствам. Размеры и формы отдельных выделов на почвенной карте зависят от реальных условий физической среды, для которой строится карта, используемой классификации почв, масштаба карты и способов генерализации почв, особенностей проведения полевого картографирования и еще от многих причин, среди которых субъективный фактор, а именно, личность картографа, получающего первичную карту, также вносит свой вклад в конечный продукт [12, 22, 23].

Развитие исследований в области разнообразия организмов на разных масштабных уровнях (биоразнообразие) привело в конце XX в. к появлению концепции педоразнообразия [17]. Обсуждение понятий “педопопуляция” и “педоценоз” примерно в это же время можно найти в работе Дмитриева [5]. В последнее время интерес к разнообразию почв возрастает в связи с необходимо-

стью проведения сравнительно-географического анализа разных территорий, исследования эволюции ландшафтов и др. [8, 13, 24].

Педоразнообразие может рассматриваться, по крайней мере, в двух аспектах:

– классификационном, то есть определении числа выделяемых классификационных единиц и их соотношения на разных уровнях классификации (например, числа типов, подтипов и др.) для анализируемой территории. Подчеркнем, что это задача собственно классификации почв, поскольку пространственная распространенность каждой из классификационной единицы не учитывается;

– пространственном (картографическом), при котором учитываются области, занимаемые той или иной почвенной классификационной единицей.

В свою очередь пространственный анализ может сводиться к определению сверток информации в виде различных индексов (Шеннона, Симпсона и др.), позволяющих сравнивать отдельные регионы [8, 12, 16, 24]. При этом возможен как классический подход, когда анализируется изменение числа различающихся в том или ином классификационном смысле объектов с изменением размеров площади, на которой эти объекты учитываются, так и анализ размеров площадей, при-

ходящихся на единицу того или иного классификационного объекта.

Обзор оценок педоразнообразия с точки зрения классификации почв и с точки зрения почвенной картографии сделан Ибанезом с соавт. [20, 21]. Они констатируют, при анализе как классификационного, так и картографического педоразнообразия часто используются степенные законы, где связи между переменными описываются в виде

$$E(r) \approx r^{-a},$$

где r — ранг (номер в упорядоченной по убыванию последовательности), $E(r)$ — некоторые характеристики почвенных контуров или классификационных почвенных единиц, например, число классификационных выделов на определенной площади, площади и периметры почвенных контуров и др., a — параметр. После логарифмирования зависимость приобретает вид

$$\ln(E(r)) \approx a \ln(r).$$

Так, для шести графств (масштаб 1 : 15840 и 1 : 20000) в США наблюдалась устойчивая зависимость $\ln(\text{число почвенных выделов}) - \ln(\text{ранг иерархического уровня классификации})$, где иерархические уровни лежали в диапазоне от порядков до серий (классификация USDA Soil Taxonomy) [19].

Гуо с соавт. [18], используя технику скользящего окна, обнаружили степенные зависимости между площадью и числом почвенных таксономических единиц, присутствующих на этой площади, в почвенном покрове Америки на 6 иерархических уровнях от порядков до почвенных серий.

Ибанез с соавт. [20] обнаружили степенную зависимость между площадями, занимаемыми 45 наиболее распространенными в Европе почвами (45 таксонов первого уровня WRB, масштаб 1 : 1500000), и их рангами для Европы в целом и для ее 9 отдельных областей с коэффициентами детерминации R^2 от 0.54 до 0.81.

Степенные законы часто рассматривают как аргумент в пользу фрактальных моделей биологических объектов [4]. Отметим, что в специальном обзоре [25] приводится множество примеров степенных законов, описывающих ранговые распределения различных предметов и явлений, от динамики финансовых рынков до распределения галактик.

Использование термина “фрактал” в подавляющем числе случаев не предполагает какой-либо конкретный механизм структурирования объектов, а лишь констатирует тот факт, что в некотором диапазоне размерностных шкал существуют инвариантные соотношения.

Цель работы — анализ конкретных почвенных карт на присутствие таких инвариантных соотношений.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Анализировали почвенные карты Брянского, Выгоничского и Трубчевского районов Брянской области масштаба 1 : 50000 в авторской редакции, разработанные в 1981–1983 гг. старшим инженером-почвоведом Брянского филиала института Центргипрозем Е.В. Скачковой. Руководство работами по составлению районных почвенных карт в 1981–1983 гг. осуществлял начальник почвенной партии В.Г. Нарев.

Общая площадь — 4940 км². Районные почвенные карты составляли в соответствии с [3, 14]. Бумажные карты были отсканированы и оцифрованы. Привязку карт осуществляли по наземным реперным точкам.

Анализируемая территория расположена на западной окраине отрогов Среднерусской возвышенности. В целом это слабоволнистая равнина с высотными отметками местности над уровнем моря 140–225 м, расчлененная на две части: правобережье и левобережье широкой асимметричной долины р. Десны с ее притоками и большой сетью оврагов–балок. Большая часть территории района (правобережье) расположена на Деснинско-Судостьском междуречье и частично в долинах рек Судости и Рожка, занятых ландшафтами ополей и водно-ледниковых равнин. Левобережье занято ландшафтами долин р. Десны и ее притоков, где преобладают песчаные и супесчаные террасы и широкие поймы. По характеру поверхности ополья представляют собой возвышенную слегка волнистую равнину со слабым уклоном к юго-западу в сторону р. Судости с абсолютными высотами 180–225 м. Приречная полоса правобережья р. Десны шириной 5–6 км сильно расчленена разветвленными короткими, но глубокими долинами ручьев, балками, оврагами. Коэффициент расчлененности здесь достигает 4 км/км² [16]. Характерны многочисленные небольшие по размерам межбалочные и межовражные участки — эрозионные останцы. По мере удаления в сторону водораздела расчлененность уменьшается, рельеф выравнивается и становится платообразным. Левобережье Десны — это аллювиально-зандровая равнина с абсолютными высотами 135–160 м, сложенная речными террасами. В пределах района — три террасы. Первая — современная пойма р. Десны. Ширина ее достигает 3–4 км. Поверхность осложнена множеством стариц и вытянутых прирусловых валов. Пойма часто закустарена. Первая и вторая надпойменные террасы морфологически четко выражены, сложены древнеаллювиальными песками, боль-

Таблица 1. Характеристики почвенного покрова территории

Параметр	Район		
	Брянский	Выгоничский	Трубчевский
Общая площадь, га	2072	1028	1843
Число классификационных единиц на карте	135	125	94
Число типов почв	10	9	10
Число комплексов	3	9	1
Число контуров	1332	1060	1489

шая часть территории покрыта лесами, относящимися к Гослесфонду.

Характерной особенностью рельефа районов является обилие карстовых и суффозионно-просадочных форм, образование которых связано с близким залеганием к дневной поверхности карстующихся пород (мела, известняков). К таким формам рельефа относятся мелкие западины, понижения, разнообразной формы и различной глубины. Эти западины часто заболочены, иногда заполнены водой.

Почвы классифицировали до разряда (тип—подтип—род—вид—разновидность—разряд) [6]. Преобладают дерново-подзолистые почвы и автоморфные серые лесные почвы, к настоящему времени практически полностью распаханые. Болотно-подзолистые и серые лесные глеевые почвы встречаются в понижениях. В поймах рек Десны и Судости большие площади пойменных почв. В связи с высокой расчлененностью территории большие площади занимают овражно-балочные почвы (здесь и далее авторское название). На карте присутствует небольшое число участков, в которых указано долевое участие почв (табл. 1). В легенде они обозначены как комплексы.

Более подробно исследовали Выгоничский район. Согласно почвенному районированию, на его территории выделено 4 почвенных района [10]:

1) район серых и светло-серых лесных почв средне- и легкосуглинистых почв на лёссовидном суглинке;

2) район дерново-подзолистых легкосуглинистых, супесчаных и песчаных почв на разных породах с участием болотно-подзолистых почв;

3) район дерново-подзолистых супесчаных и песчаных почв на водно-ледниковых и древнеаллювиальных отложениях;

4) район пойменных дерновых, дерново-глеевых и болотных почв.

Обработку картографических материалов проводили в программе ArcGis10.1.

Для характеристики педоразнообразия, помимо графиков $\ln - \ln$ зависимостей, использовали индексы Шеннона H и Симпсона S [9]:

$$H = -\sum_{i=1}^n p_i \ln p_i,$$

$$S = \frac{n}{\sum_{i=1}^n p_i^2},$$

в двух вариантах. В первом случае (H_1, S_1) величина p_i представляла собой долю числа контуров определенной классификационной единицы самого низшего ранга от общего числа контуров классификационных единиц этого ранга, а во втором (H_2, S_2) — долю площади в пределах территории, занимаемой контурами этой классификационной единицы. Очевидно, что в первом случае мы имеем полную аналогию с индексом Шеннона и Симпсона для видового разнообразия биологических видов на территории без учета их размеров, во втором случае — разнообразие видов дополняется их пространственными размерами.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Индексы разнообразия. Характеристики педоразнообразия в трех районах различаются. Наибольшее число классификационных единиц выделяется в Брянском районе, а наибольшее число контуров — в Трубчевском районе, Выгоничский район занимает промежуточное положение (табл. 2). Индексы Шеннона, оценивающие многообразие классификационных выделов (H_1), близки, однако наибольшее разнообразие соответствует Выгоничскому району. В Выгоничском районе также максимально разнообразие площадей, занимаемых отдельными контурами, о чем свидетельствует индекс H_2 .

Степень выравненности распределений разнообразия контуров как в классификационном пространстве, так и при размещении классифи-

Таблица 2. Индексы разнообразия почв исследуемых районов

Индекс	Район		
	Брянский	Выгоничский	Трубчевский
Шеннона, H_1	3.500	3.651	3.296
Шеннона, H_2	3.984	4.345	3.715
Симпсона, S_1	0.364	0.349	0.395
Симпсона, S_2	0.316	0.263	0.346

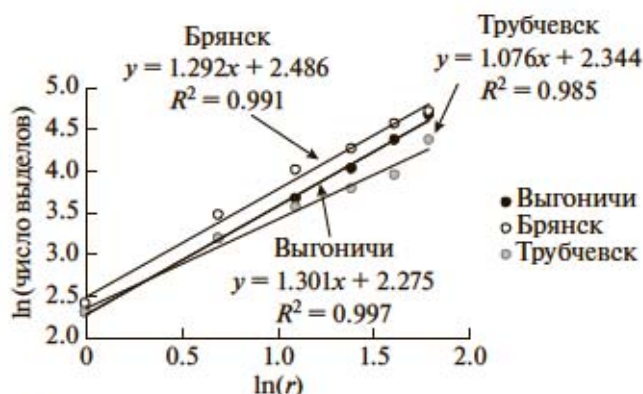


Рис. 1. Зависимости между рангами классификационных уровней и числом классификационных уровней на картах (масштаб 1 : 50000) трех районов Брянской области.

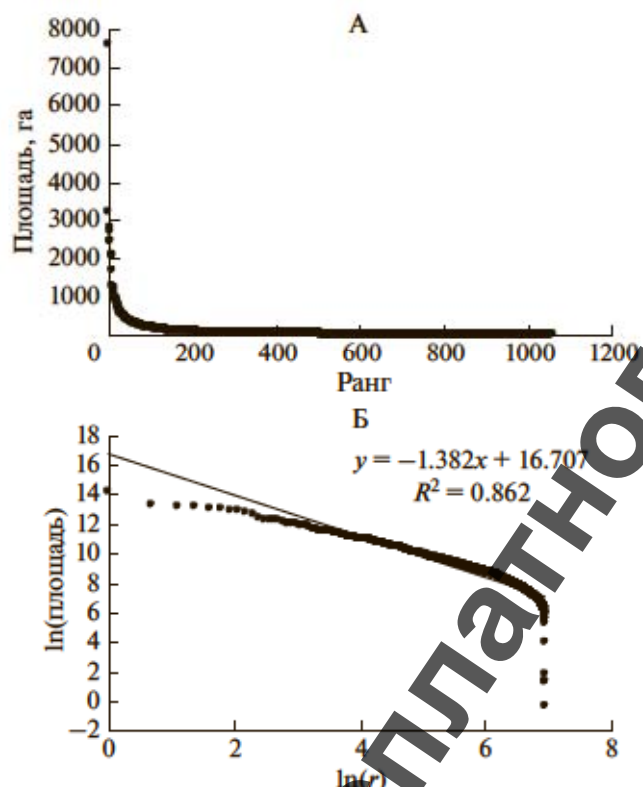


Рис. 2. Кривые рангового распределения площадей Выгоничского района в естественных координатах (А) и в логарифмическом виде (Б).

кационных единиц в физическом пространстве, оцениваемая при помощи индексов S_1 и S_2 соответственно, минимальна в Выгоничском районе.

Во всех районах наблюдается примерно одинаковая сбалансированность числа выделяемых контуров в зависимости от числа классификационных единиц на каждом иерархическом уровне. Зависимости числа выделяемых контуров от иерархического уровня классификации описываются сте-

пенным законом с высокими коэффициентами детерминации (рис. 1).

Распределение размеров контуров в пределах административных районов. Продемонстрируем ранговое распределение площадей контуров почв на примере Выгоничского района. На рис. 2 можно видеть, что с увеличением рангов кривая распределения площадей выделенных контуров очень быстро стремится к нулю. Эта же зависимость в логарифмических координатах представляет отчетливо выраженную нелинейную кривую. Однако, если судить по коэффициенту детерминации, она неплохо аппроксимируется прямой линией, что обусловлено тем, что число точек, отклоняющихся от прямой как в области малых, так и в области больших рангов, невелико по сравнению с основной совокупностью значений. Но это порядка сотни первых рангов, отмечающих самые крупные контуры, и чуть меньше сотни наибольших рангов, которые соотносятся с самыми мелкими по площади контурами. Эти отклонения от прямой (около 20% от числа всех контуров) представляют весомый аргумент в пользу того, что кривая может быть разбита на несколько участков, в пределах которых \ln – \ln – зависимость площадей от их рангов – может быть аппроксимирована собственным линейным уравнением.

Для двух других районов ранговые кривые оказываются очень похожими с близкими параметрами линейной аппроксимации (рис. 3). Экспертное разбиение кривой на несколько участков показало, что зависимость в их пределах может быть аппроксимирована отрезками прямых с очень высокими коэффициентами детерминации (табл. 3). По сути, это склейка степенных законов с разными параметрами, и наблюдаемую зависимость скорее следует рассматривать как многоступенчатый вариант степенного закона Ципфа–Парето [2].

Параметр a , тангенс угла наклона аппроксимирующей прямой, увеличивается по абсолютной величине с ростом рангов, меняясь от -0.626 до -4.329 . В области высоких рангов наблюдается его резкое уменьшение, которое может быть объяснено наличием небольших по площади контуров. Действительно, если принять в качестве точки перегиба контур с рангом 1002, это соответствует площади около 3 га, что сопоставимо с минимальным размером контура при масштабе 1 : 50000. Такие контуры можно рассматривать как шум, не учтенный при генерализация рабочих карт масштаба 1 : 10000. Аналогичная картина наблюдается и для двух остальных районов Брянской области.

В пределах отдельных частей Выгоничского района закономерности ранговых распределений площадей контуров остаются аналогичными отмеченным выше (рис. 4).

Высокие коэффициенты детерминации, соответствующие линейной аппроксимации зависимостей (во всех случаях R^2 статистически значим с $\alpha < 0.05$), казалось бы, свидетельствуют о том, что можно принять в качестве модели зависимость $\ln(\text{площадь}) \approx a \ln(\text{ранг})$. Однако на всех графиках отчетливо заметны три основные зоны: начальная, лежащая ниже аппроксимирующей прямой, центральная, лежащая выше этой прямой и конечная зона, в пределах которой наблюдается резкий обрыв. В центральной части также можно выделить несколько линейных участков, однако такое выделение не всегда однозначно, поскольку возможно смещение интервала значений рангов как в сторону больших, так и меньших значений.

Статистические характеристики размеров контуров. Рассмотрим, приурочены ли отдельные типы почв к определенным размерам контуров. Из табл. 4 можно видеть, что нижние границы для всех типов близки. Максимальные значения лишь для контуров серых лесных глеевых почв не превышают 50 га. Для остальных типов максимальные значения обнаруживаются во всех диапазонах размеров, на которые разбивалась ранговая кривая, за исключением первого участка, где находятся преимущественно дерново-подзолистые почвы. Средние и медианные значения площадей контуров практически во всех случаях различаются в 2–4 раза, что свидетельствует о сильной асимметричности их статистических распределений.

Проверку влияния типа почвы, гранулометрического состава, почвообразующей и подстилающей породы и степени эродированности на размеры площадей контуров проводили при помощи однофакторного дисперсионного анализа, после предварительного логарифмирования данных. Все факторы оказались статистически значимыми с уровнем значимости $\alpha < 0.05$. Средние размеры контуров статистически значимо зависят от типа почвы, причем максимальные средние размеры приурочены к дерново-подзолистым, луговым почвам и к комплексам. Площади контуров также зависят от гранулометрического состава. Максимальные средние значения соответствуют песчаному гранулометрическому составу, хотя максимальные площади контуров обнаруживаются на легких суглинках и на супеси. Двучленность верхнего двухметрового слоя почвы обуславливает неодинаковость средних размеров контуров для одинаковых пород. Так, если минимальные контуры приурочены к лёссовидному суглинку и опоке в качестве почвообразующей породы, то для подстилающей породы минимальные контуры соответствуют лёссовидному суглинку и известковым отложениям. Эродированность почв обуславливает значимое уменьшение размеров контуров (табл. 4).

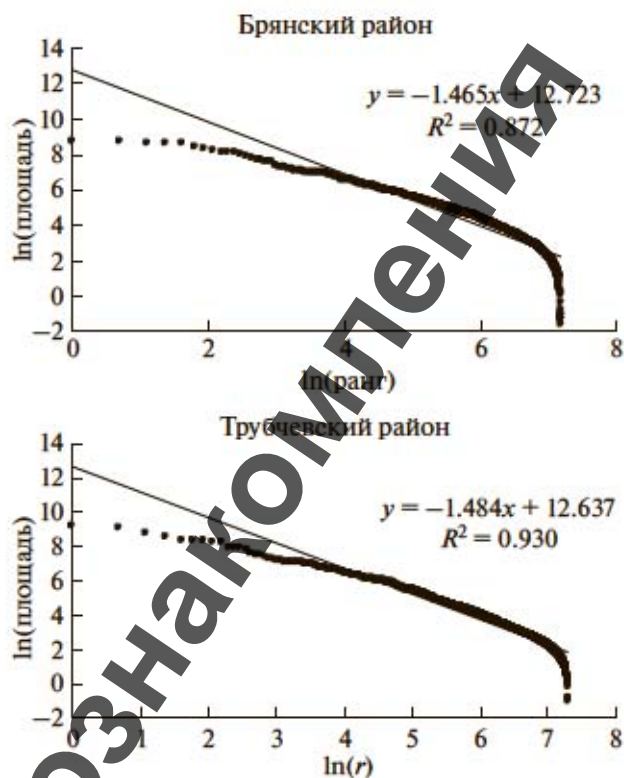


Рис. 3. Ранговые распределения площадей контуров Брянского и Трубчевского районов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Исходные районные почвенные карты представляют собой модели реально существующей действительности, построенные в соответствии с теоретическими представлениями о возможных процессах почвообразования на рассматриваемой территории и способах ее отражения. Эти карты неизбежно содержат в себе авторские представления о том, как устроена эта территория, какие почвы здесь присутствуют, насколько правильно определены отдельные почвенные разно-

Таблица 3. Параметры a уравнения $\ln(S) = a \ln(r) + b$ и коэффициенты детерминации, где S – площадь, r – ранг

Интервал рангов площадей	a	R^2
1–1060 (весь диапазон площадей)	–1.382	0.862
1–1002	–1.299	0.946
17–1002	–1.375	0.954
1–16	–0.626	0.890
17–145	–0.965	0.994
146–515	–1.204	0.998
516–871	–2.286	0.991
872–1002	–4.329	0.994
1003–1060	Шум	

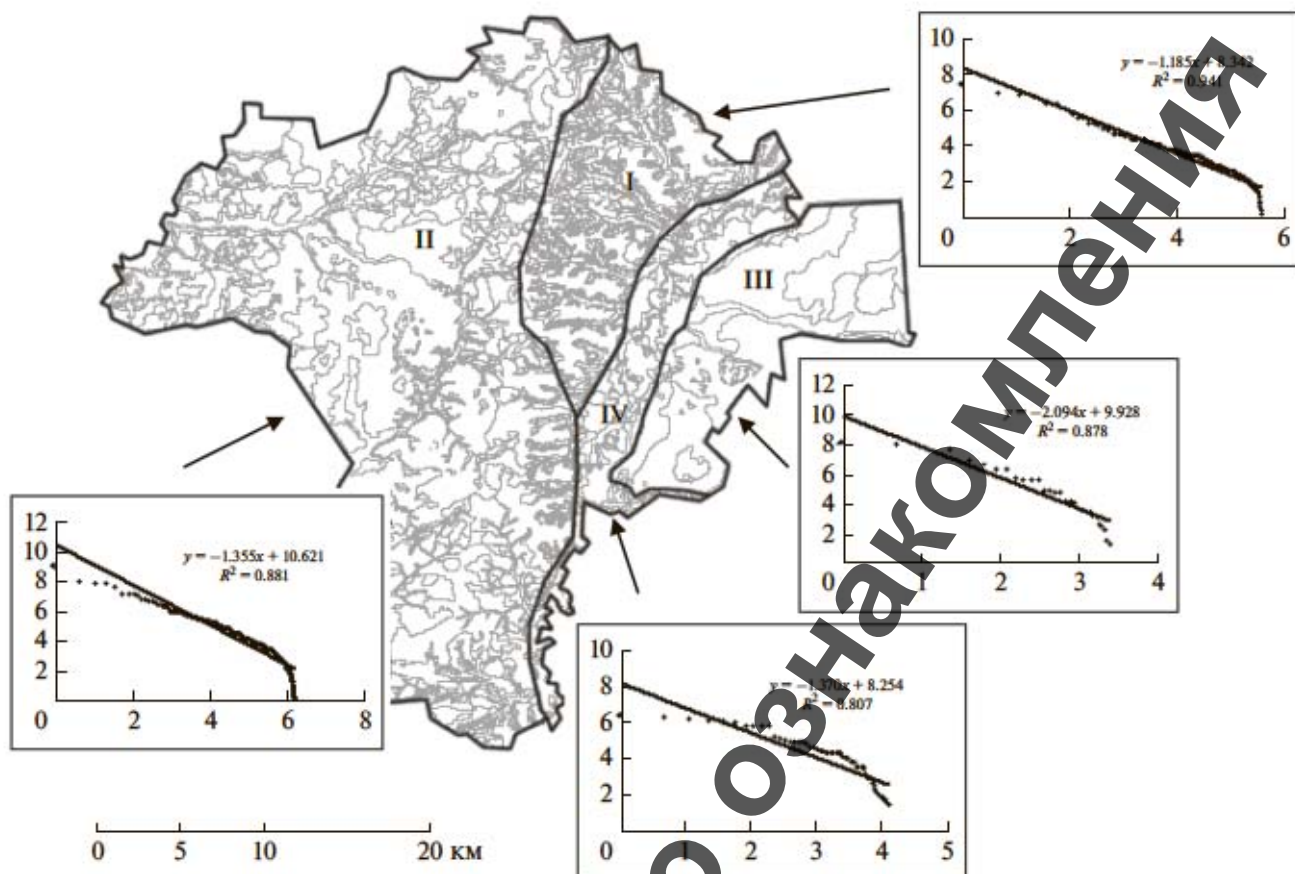


Рис. 4. Почвенные контуры и ранговые распределения площадей контуров в отдельных частях Выгоничского района: I — серые и светло-серые лесные средне- и легкосуглинистые почвы на лёссовидном суглинке, II — дерново-подзолистые легкосуглинистые и песчаные почвы на разных почвообразующих породах с участием болотно-подзолистых, III — дерново-подзолистые супесчаные и песчаные почвы на древнеаллювиальных и водно-ледниковых отложениях, IV — пойменные дерновые, дерново-глиеые и болотные почвы.

сти, насколько точно проведены границы между отдельными почвами и др.

Между характеристиками распределения почвенных контуров в этих районах существует определенное сходство. Так, индексы Шеннона и Симпсона оказываются очень близкими, хотя некоторые различия проявляются при расчете этих индексов для площадей, занимаемых отдельными почвенными разностями. Разнообразие площадей контуров в почвенном покрове Выгоничского района оказывается несколько большим, а выравненность меньшей, нежели для двух других районов. С одной стороны, это может быть обусловлено близкими физико-географическими условиями территории, а с другой — единым подходом к составлению почвенной карты.

Степенные зависимости между числом обнаруживаемых на территориях районов почвенных выделов и рангами классификационных таксонов хорошо соблюдаются для всех районов, причем для Брянского и Выгоничского района зависимости

практически идентичны (рис. 1). Это может свидетельствовать о хорошем качестве, сбалансированности используемой таксономии почв при картировании почвенного покрова.

Ранговые кривые (зависимость логарифма площади выделенных контуров от логарифма номера в упорядоченной последовательности) имеют специфический вид. Ожидаемая линейная зависимость оказывается очевидно нарушенной в области низких и высоких рангов, хотя коэффициенты детерминации показывают очень хорошую линейную связь для общей совокупности значений (для все участков большие 0.85). С точки зрения статистического анализа данных это может служить примером того, что интерпретация статистических расчетов обязательно должна проверяться простыми и наглядными способами. Первая область (большие площади, низкие ранги) может быть обусловлена либо человеческим фактором, либо связана с определяющим фактором почвообразования. Например, эти участки

Таблица 4. Статистические характеристики размеров контуров (Выгоничский район)

Параметр	Среднее	Повторность	Минимум	Максимум	Нижний квартиль	Медиана	Верхний квартиль
Почвы							
дерново-подзолистые	127.5	521	1.3	7586.5	12.4	28.8	62.5
болотно-подзолистые	39.0	129	1.6	490.8	5.2	13.1	33.4
серые лесные	44.6	198	1.4	971.6	7.7	14.2	34.6
серые лесные глеевые	18.2	12	5.7	49.3	9.3	14.0	22.2
торфяно-болотные низинные	45.2	12	4.4	177.2	12.7	29.1	55.9
пойменные дерновые	45.9	13	2.8	310.3	5.5	7.3	68.4
пойменные луговые	105.1	69	3.1	750.5	18.1	51.4	124.4
пойменные болотные	99.9	39	2.9	896.5	10.3	32.7	80.3
овражно-балочные	99.7	53	1.1	1670.3	11.4	23.1	81.0
комплексы	113.0	9	1.4	770.3	11.4	40.3	158.3
Гранулометрический состав							
песок	254.6	38	2.8	2805.2	14.6	35.8	182.5
супесь	121.3	167	1.3	3221.3	11.5	32.9	87.8
легкий суглинок	81.1	707	1.4	7586.5	9.0	20.8	50.1
средний суглинок	91.8	138	1.1	1670.3	10.3	22.3	71.9
тяжелый суглинок	76.8	3	41.6	119.7	41.6	69.1	119.7
Почвообразующая порода							
торф	206.8	4	5.6	408.8	5.9	206.3	407.6
аллювиальные отложения	92.3	194	1.1	1670.3	8.8	32.6	86.2
водноледниковые отложения	136.4	235	1.3	3221.3	14.2	31.3	73.9
моренные отложения	29.8	12	4.3	85.7	9.9	28.0	39.1
покровный суглинок	93.8	469	1.6	7586.5	9.2	21.8	51.9
лёссовидный суглинок	35.5	122	1.4	971.6	6.2	11.2	26.8
опока	39.3	19	5.7	96.1	14.8	36.8	52.7
Подстилающая порода							
торф	487.6	16	5.6	3221.3	9.9	37.1	350.0
аллювиальные отложения	97.9	174	1.1	1670.3	11.0	36.4	90.5
водноледниковые отложения	103.1	187	1.3	2461.9	9.1	25.2	56.7
моренные отложения	60.8	95	1.9	1211.7	12.5	28.4	55.6
покровный суглинок	64.1	239	1.4	2078.0	8.6	17.2	40.3
лёссовидный суглинок	25.7	25	2.4	324.5	4.2	9.3	16.1
опока	109.3	313	1.4	7586.5	10.5	23.9	61.0
известковые отложения	23.9	6	5.7	45.3	8.3	20.7	42.8
Смытость							
несмытые	123.7	752	1.1	7586.5	11.8	32.2	82.0
слабосмытые	26.0	204	1.4	548.0	7.9	14.5	30.2
среднесмытые	19.0	92	1.9	169.2	6.0	11.2	21.5
сильносмытые	14.2	7	4.0	41.3	4.2	11.8	19.0

могут иметь другой масштаб картографирования вследствие трудности обследования лесных территорий, например, участки Гослесфонда в Выгоничском и Брянском районах, заповедник Брянский лес в Трубчевском районе или несоответствующий уровень классификации почв, когда одни участки картографируются на уровне типа, а другие — на уровне вида. Последняя, конечная часть, соответствует так называемой шумовой составляющей, когда выделяются мелкие участки, размеры которых находятся на грани точности карты или генерализация проводится не должным образом. Средняя часть, «склейка» линейных отрезков, может говорить о меняющихся законах разделения пространства, однако, к со-

жалению, пока не удастся предложить каких-либо объяснений этому факту. Казалось бы, можно ожидать, что на отдельных участках ранговой кривой будут преимущественно располагаться почвы, соответствующие некоторым классификационным выделам, или, возможно, будут проявляться сгущения, связанные с гранулометрическим составом, породой и др. Однако таких сгущений не обнаруживается. За исключением первой части ранговой кривой, все классификационные выделы встречаются на всех участках.

Ранговые распределения площадей почвенных контуров, обнаруживаемые на районных картах масштаба 1 : 50000, оказываются очень похожими на распределения таксонов WRB в не-

скольких регионах Европы (М 1 : 1500000), представленные в работе Ибанеза с соавт. [21]. А именно, на начальном и конечном участках данные лежат ниже прямой, а в центральной части — выше. Почти на всех графиках из этого источника на конечном участке наблюдается резкий обрыв. При этом коэффициенты детерминации, оценивающие степень близости этих зависимостей к линейным, оказываются статистически значимыми ($\alpha < 0.05$). Таким образом, разные территории, разные классификации и разные масштабы дают близкие закономерности.

В биологии степенные законы зачастую рассматривают как подтверждение фрактальной структуры изучаемого показателя [4], хотя столь частое следование распределений природных объектов этим законам может рассматриваться просто способ описания, не объясняющий закономерность организации [7]. Отсутствие единой прямой, аппроксимирующей ранговое распределение площадей почвенных контуров на исследуемой территории, указывает на то, что вряд ли можно описывать такое распределение простой степенной зависимостью. Наблюдаемые устойчивые отклонения от линейности свидетельствуют о более сложной, нежели или простой фрактал, модели пространственного размещения отдельных классификационных единиц в пространстве почвенного покрова. Скорее всего, модель должна обладать большей сложностью, поскольку распределение непрерывных почвенных контуров в пространстве, зависящее от объективных и субъективных факторов, имеет принципиальное отличие от распределения дискретных биологических объектов.

Отнесение почвы к той или иной классификационной единице часто зависит от индивидуальных предпочтений специалиста, проводящего полевые исследования. Так, морфологически близкие дерново-слабоподзолистые и светло-серые почвы [6] могут легко замещать друг друга при картографировании. Постепенность, размытость почвенных границ может приводить к изменению площади отдельного почвенного контура, но общая площадь сохраняется. Тем не менее, устойчивость характера ранговых кривых, обнаруженных на разных территориях, при разных масштабах картографирования, при использовании разных почвенных классификаций свидетельствует о существовании глубинных закономерностей, определяющих конечный результат картографирования — почвенную карту.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что почвенный покров трех административных районов Брянской области характеризуется близкими значениями показателей разнообразия Шеннона и Симпсона, что может

быть обусловлено сходством условий почвообразования и выполнением единых требований к качеству картографирования почвенного покрова.

Установлено, что зависимость между числом регистрируемых классификационных единиц и рангами иерархических уровней классификации практически совпадает для Брянского и Выгоничского районов, несколько отстоит от них Трубчевский район.

Обнаружено, что ранговое распределение площадей почвенных контуров для всех рассмотренных административных районов Брянской области имеет схожую форму. Однако, несмотря на то, что в логарифмических шкалах эмпирические кривые неплохо аппроксимируются степенными законами с коэффициентами детерминации $R^2 > 0.9$, на всех графиках четко выделяются 3 зоны: 1) пологая начальная, в которой расположены наиболее крупные контуры и которая содержит 5–10% от общего числа контуров; 2) срединная зона, которая может быть аппроксимирована набором линейных отрезков с увеличивающейся крутизной и 3) конечная зона (зона шума), где наклон линейной аппроксимации заметно превышает 2. В первую зону попадают большие территории под лесными массивами, последняя зона (шумовая составляющая) представлена контурами, площадь которых меньше 3 га, что сопоставимо с предельными размерами контуров на картах такого масштаба. В центральной и последней зонах ранговой кривой не наблюдается зон концентраций размеров контуров, соответствующих отдельным типам почв, развитых на конкретных породах и др., хотя, судя по результатам дисперсионного анализа, средние значения контуров зависят как от типа почвы, так и от гранулометрического состава, почвообразующей породы и степени смытости.

Закономерности, выявляемые на ранговых кривых площадей контуров почвенного покрова Брянской области, имеют схожий вид с зависимостями, обнаруживаемыми на аналогичных графиках для карт нескольких регионов Европы (масштаб 1 : 1500000, классификация WRB), представленных в работе [21]. Возможно, это проявление фрактальных свойств почвенного покрова, то есть самоподобие в широком диапазоне масштабов [22, 23].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-44-320069 р_а “Динамика почвенного покрова Брянской области в постперестроечный период”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алябина И.О. Картографическая оценка педоразнообразия территории России // Доклады по экологическому почвоведению. 2013. № 2. Вып. 19. С. 1–15.
2. Благовещенский Ю.Н., Винюков И.А. Анализ выборов в Думу-2003 и стратификация избирателей. Интернет-мониторинг выборов 2003–2004 годов в России (Гражданская инициатива проекта “Информатика для демократии – 2000+”). М.: Фонд ИНДЕМ, 2004. Т. 2. С. 504–522.
3. Временные указания по составлению почвенных карт областей (краев, АССР) РСФСР. М.: МСХ РСФСР, Росземпроект, 1976.
4. Гелашвили Д.Б., Иудин Д.И., Розенберг Г.С., Якимов В.Н., Солнцев Л.А. Фрактали и мультифракталы в биоэкологии. Изд-во Нижегородского гос. ун-та, 2013. 373 с.
5. Дмитриев Е.А. О почве, почвах и почвенном покрове // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1988. № 2. С. 3–11.
6. Егоров В.В., Фридланд В.М., Иванова Е.Н., Розов Н.Н. и др. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
7. Коросов А.В. Бесподобное самоподобие // Принципы экологии. 2013. № 4. С. 82–85. doi 10.15393/j1.art.2013.3181
8. Красильников П.В., Герасимова М.И., Голованов Д.Л., Конюшкова М.В., Сидорова В.А., Сорокин А.С. Почвенное разнообразие и его значение в контексте современной географии почв // Почвоведение. 2018. № 1. С. 3–16. doi 10.7868/S0032180X1801001X
9. Мэгарран Э. Экологическое разнообразие и его измерение. М.: Мир, 1992. 181 с.
10. Природное районирование и типы сельскохозяйственных земель Брянской области. Брянск, 1975.
11. Смирнова М.А., Геннадиев А.Н. Количественная оценка почвенного разнообразия: теория и методы исследования // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2017. № 4. С. 3–11.
12. Сорокина Н.П. Методология составления крупномасштабных агроэкологически ориентированных почвенных карт. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2006. 161 с.
13. Черкашина А.А., Силаев А.В. Изучение и картографирование агрогенной трансформации почвенного покрова Тункинской котловины // Успехи современного естествознания. 2016. № 5. С. 168–173.
14. Указания по составлению районных почвенных карт в автономных республиках, краях и областях РСФСР. М.: МСХ РСФСР, 1972.
15. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Наука, 1976. 200 с.
16. Хорина Е.В., Лобанов Г.В. Экологические аспекты эрозионной устойчивости пахотных земель Брянской области // Вестник Гамбовского ун-та. Сер. Естественные и технические науки. 2013. Т. 18. Вып. 2. С. 714–718.
17. McBratney A.B. On variation, uncertainty and informatics in environmental soil management // Australian J. Soil Res. 1992. V. 30. № 6. P. 913. doi 10.1071/SR9920913
18. Guo Y., Gong P., Amundson R. Pedodiversity in the United States of America // Geoderma. 2003. V. 117. № 1–2. P. 99–115. doi 10.1016/S0016-7061(03)00137-X
19. Ibáñez J.J., De-Alba S., Bermúdez, F.F., García-Álvarez A. Pedodiversity: concepts and measures // Catena. 1995. V. 24. № 3. P. 215–232. doi 10.1016/0341-8162(95)00028-Q
20. Ibáñez J.J., Arnold R.W., Ahrens R.J. The fractal mind of pedologists (soil taxonomy and soil surveyors) // Ecological Complexity. 2009. № 6. P. 283–293.
21. Ibáñez J.J., Perrez-Gomez R., San Jose Martinez F. The spatial distribution of soils across Europe: A fractal approach // Ecological Complexity. 2009. № 6. P. 294–301.
22. Jiang B., Liu X. Scaling of geographic space from the perspective of city and field blocks and using volunteered geographic information // Int. J. Geographical Information Sci. 2012. V. 26. № 2. P. 215–229.
23. Jiang B. The Fractal Nature of Maps and Mapping. 2014. <https://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1406/1406.5410.pdf>
24. Krasilnikov P.V., Garcia-Calderon N.E., Ibañez-Huerta A. Pedodiversity in mountainous tropical semideciduous forests of Sierra Madre del Sur, Mexico // Eurasian Soil Science. 2009. V. 42. № 13. P. 1435–1442. doi 10.1134/S106422930913002X
25. Newman M.E.J. Power laws, Pareto distributions and Zipf's law // Contemporary Physics. 2005. V. 46. № 5. P. 323–351.

The Pedodiversity on Soil Maps at the District Level

V. P. Samsonova^{a,*}, D. G. Krotov^b, and V. A. Voronin^b^aLomonosov Moscow State University, Leninskie Gory 1, Moscow, 119991 Russia^bBryansk State Agricultural University, Kokino, Vygonichsky district, Bryansk oblast, 243365 Russia

*e-mail: vkbun@mail.ru

The analysis of soil maps for three districts of Bryansk oblast demonstrates that the rank distributions of the areas of polygons of low soil taxonomic units on these maps have a specific form that can be described as the gluing of several power distributions known as the Pareto laws. The form of the distributions is preserved in the three administrative districts, as well as in the individual soil-geographical areas, to which these districts can be divided. The analysis of variance performed for the logarithms of the sizes of the polygons attests to the effects of the genetic soil type, soil texture, and the character of parent material and underlying substrates on the size of the polygons. However, the ranking of the curves does not display any pronounced aggregation of the predominant sizes of the polygons of certain soil taxonomic units.

Keywords: pedodiversity, power laws, areas of soil polygons

**ПОЧВЫ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ЛАНДШАФТА СОРОКИНО I:
РЕКОНСТРУКЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ
И АНТРОПОГЕННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ**

© 2019 г. Ю. Г. Чендев^{1, *}, А. А. Гольева², А. В. Долгих², С. В. Уваркин², А. Н. Голотвин⁴,
В. Г. Белеванцев¹, В. А. Сарапулкин¹, Д. И. Дудин¹

¹НИУ «БелГУ», Россия, 308015, Белгород, ул. Победы, 85

²Институт географии РАН, 119017, Россия, Москва, Старомонетный пер., 29

³ООО Научно-производственное объединение «Черноземье», Россия, 398024, Липецк, ул. Кирова, 13

⁴ООО Археологический парк «Аргамач», Россия, 399758, Липецкая область, Елецкий район,
с. Аргамач-Пальна, ул. Библиотечная, 27

*e-mail: Chendev@bsu.edu.ru

Поступила в редакцию 05.07.2018 г.

После доработки 23.10.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

В верховьях р. Орлик (Хотынецкий район Орловской области, зона широколиственных лесов) проведены почвенно-археологические исследования на территории и в окрестностях существовавшего в XIII веке древнерусского поселения Сорокино I. Проанализированы морфологические, физические и химические признаки почв, сопряженных с памятником археологии и с фоновым участком под лесом. Изучены фитоолитные спектры и радиоуглеродный возраст гумуса палеопочв древнерусского времени и современного периода. На основании сравнительного анализа древних и современных почв и содержащихся в них признаков — палеоиндикаторов природной среды, установлены этапы формирования почв и ландшафтов под влиянием изменений климата и антропогенных факторов. Выявлено климатогенно обусловленное чередование фаз остепнения и облесения изучаемой территории. Остепнение в бореальном периоде голоцена сменилось распространением широколиственных лесов в оптимуме голоцена (середина атлантического периода); в конце атлантического периода снова возник тренд остепнения ландшафтов, отразившийся на активизации в почвенных профилях деятельности слепышей. Остепнение долинно-речного ландшафта в малый климатический оптимум голоцена сменилось лесными обстановками в последовавший малый ледниковый период. Судя по анализу разновозрастных фитоолитных комплексов, позднеголоценовый характер лесов, произраставших на изучаемой территории, отражал более прохладные климатические условия (смешанные леса из лиственных и хвойных пород) по сравнению с более теплыми условиями оптимума голоцена с распространением широколиственных лесов без примеси хвойных деревьев. В современный период хозяйственного освоения территории (последние столетия) замещение лесов сельскохозяйственными угодьями (пашнями и сенокосами) привело к очерноземливанию ранее формировавшихся темно-серых лесных почв (Luvic Greyzemic Phaeozems).

Ключевые слова: Среднерусская возвышенность, древнерусские поселения, палеопочвы, антропогенная эволюция почв, Chernozems, Phaeozems, Luvisols

DOI: 10.1134/S0032180X19060054

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении многих лет на территории Восточно-Европейской равнины проводятся междисциплинарные почвенно-археологические исследования. Их результаты на каждом новом объекте расширяют диапазон представлений об исторических этапах хозяйственного освоения природной среды и региональных особенностях природного развития почв и ландшафтов в голоцене. Одним из длительно изучаемых при комплексном участии археологов и почвоведов ре-

гионов является территория Среднерусской возвышенности [1, 2, 15]. Здесь почвенно-археологические исследования проводятся во всех природных зонах — от зоны широколиственных лесов до зоны степи, однако не везде равномерно. Одним из малоисследованных участков данной территории остаются северная лесостепь и зона широколиственных лесов.

В мае 2017 г. в зоне реконструкции магистрального нефтепровода «Дружба» в Хотынецком районе Орловской области сотрудниками ООО Науч-



Рис. 1. Схема участка почвенно-археологических исследований на поселении Сорокино 1 и его ближайших окрестностей в разные исторические периоды. Леса на картах: 1 – 1785 г., 2 – 1867 г., 3 – местоположение участка почвенно-археологических исследований, 4 – место исследования фоновых почв под лесом. Условные обозначения 3 и 4 спроецированы на схемы всех периодов.

но-производственное объединение “Черноземье” под руководством С.В. Уваркина производились охранные раскопки поселения древнерусского времени Сорокино 1, в которых принимали участие почвоведы-географы. Изучаемая территория соответствует южной части зоны широколиственных лесов вблизи границы с лесостепью.

Цель настоящей работы – раскрытие исторических этапов формирования почв и окружающей среды под влиянием природных и антропогенных факторов на территории и в окрестностях поселения Сорокино 1.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучаемая территория находится в 40 км северо-западнее Орла, в пределах долинно-речного и междуречного ландшафтов бассейна р. Орлик в самом верхнем течении реки (в 2 км южнее ее истока). Ближайший от места работ населенный пункт, с. Сорокино, расположен в 1 км южнее территории раскопок.

На изучаемой территории наибольшее распространение получили два зональных подтипа почв: серые и темно-серые лесные [10] (Haplic Luvisols (Loamic, Humic), Luvisols Greyzemic Phaeozems (Loamic) [20]). Это свидетельствует о том, что до начала современного хозяйственного освоения территории, длящегося на протяжении последних 300–400 лет [13], ландшафты территории были представлены широколиственными лесами. Данное наблюдение важно в свете проведенных на изучаемом памятнике палеоэкологических и палеогеографических реконструкций.

Для восстановления естественного облика растительности на изучаемой территории проведено историко-картографическое исследование с помощью анализа разновременных достоверных картографических источников крупного масшта-

ба и спутникового снимка высокого разрешения современного периода. В работе использовали план 1785 г. Болховского уезда Орловского наместничества масштаба 1 : 42 000 (период Генерального межевания земель Российской империи) [11], а также фрагмент Военно-топографической карты Орловской губернии 1867 г. масштаба 1 : 126 000 [5]. Спутниковая информация получена с ресурса ArcGISWorldImagery (<https://www.arcgis.com/home/webscene/viewer.html>).

Угодья на территории и в окрестностях проведения охранных археологических раскопок по состоянию на 1785, 1867 и 2017 гг. изображены на рис. 1. Согласно представленной схеме, значительный отрезок восточной части долины р. Орлик от внешнего края поймы до границы с водоразделом и с выходом на водораздел в конце XVIII в. был покрыт лесом. Однако западная часть долины реки и примыкающий к ней водораздел уже 230 л. н. являлись пахотным угодьем. Согласно карте 1867 г., в лесистости изучаемой территории произошли определенные изменения. Территория, покрытая лесами, в окрестностях места проведения охранных раскопок заметно сократилась, однако в указанное время восточная часть долины р. Орлик еще характеризовалась островным распределением лесов. Анализ разновременных карт позволил установить, что как в XVIII, так и в XIX вв. лес в местах, не трансформированных антропогенными воздействиями, вплотную подходил к пойменной части р. Орлик. На этом основании полагаем, что в докультурный период развития ландшафта (до XVII в.) лесами была покрыта практически вся изучаемая территория (изображенная на рис. 1). Вероятно, что и пойменные участки рек в изучаемом регионе до начала интенсивного хозяйственного освоения территории также были покрыты лесной растительностью, несмотря на то, что поймы характеризуются выходами родников и часто заболочены.

Не исключением является также пойма р. Орлик в непосредственной близости от мест проведения почвенно-археологических исследований.

В отдельных местах изучаемой территории характерной особенностью в истории хозяйственной деятельности было использование освобожденных от леса участков под сельскохозяйственные угодья с дальнейшим забрасыванием земель, которые снова зарастали лесами. Эта особенность видна на рис. 1, где на двух участках выявляется динамика (исчезновение—появление) ареалов лесной растительности.

Один из таких участков (единственный сохранившийся в современный период фрагмент леса) использовали в качестве фонового для изучения признаков почвообразования под лесной растительностью. Данный участок в 1785 г. изображен как пахотное угодье. На карте 1867 г. на этом месте уже существовал лес, который произрастает и в настоящее время. Таким образом, период непрерывного существования леса на фоновом участке составляет не менее 150 лет. Длительность предшествовавшего использования участка под пашню, вероятно, была небольшой (первые десятилетия). Следов распашки в профилях изученных фоновых почв не идентифицировано. На этом основании мы полагаем, что за период развития почв под лесом на протяжении более 150 лет, их естественные признаки были практически полностью восстановлены.

Кроме фоновых почв главными объектами исследования были почвы, сформированные на территории изучаемого поселения и на участках ландшафта, примыкающих к нему. Сведения о признаках изученных почв были обеспечены данными по шести разрезам, заложенным на разных элементах рельефа — от пологого водораздельного склона до поймы р. Орлик. Дополнительно изучали признаки почв, сопряженных с функционированием поселения и с погребенной ложбиной, которая начиналась на склоне речной долины в пределах поселения и выходила ниже по склону к пойме реки. В днище ложбины были изучены погребенные почвы и произведено исследование почв, формирующихся на материале заполнения ложбины.

Объектами археологического исследования были культурные слои поселения с находками артефактов, которые используются для археологического датирования, а также для идентификации разнообразных этно-культурных особенностей функционирования памятника. Площадь, вскрытая археологическими раскопками на поселении Сорокино 1, превышает 20 га. По артефактам установлено, что древнерусское поселение функционировало в первой половине XIII в. Находки керамики позволяют считать наиболее вероятным время существования поселения с 1200 по

1240 гг. Конец его существования, согласно мнению археологов, был связан с набегом монголо-татар. Об этом свидетельствуют следы пожара деревянных конструкций жилищ и хозяйственных построек на территории поселения, а также наличие клада сельскохозяйственных предметов, спрятанного в недостроенной яме для хранения зерна.

В процессе работы применяли комплекс разнообразных методов исследования: морфологического описания почвенного профиля, сравнительный и сравнительно-географический, археологический датирования по артефактам, радиоуглеродного датирования органического вещества почв, фитолитный анализ почв, определение плотности сложения почв, лабораторные методы анализа pH (потенциометрическим методом), содержания CO_2 карбонатов (ацидиметрическим методом) и углерода органического вещества почв (по Тюрину). Культурный слой поселения был датирован археологическим методом. Гумус разновозрастных почв, а также материал слепышин с гумусированным заполнением изучали с помощью метода радиоуглеродного датирования. Датирование образцов проводили в радиоуглеродной лаборатории Института геохимии окружающей среды НАНУ (г. Киев, Украина) жидкостным сцинтилляционным методом (liquids cintillation counting) [22]. Содержание изотопа ^{14}C измеряли на низкофоновом спектрометре Quantulus 1220T. Калибровку радиоуглеродных дат проводили в Институте географии РАН в программе OxCal v4.2.4 [19] на основе калибровочной кривой IntCal 13 [21]. Фитолитный анализ выполняли в Институте географии РАН по стандартной методике [7].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Фоновые почвы под естественным лесом изучали в верхней части водораздельного склона, переходящего в склон балки на участке к востоку от с. Сорокино, примерно в 3 км юго-восточнее мест исследования почв на археологическом памятнике. Крутизна поверхности в месте исследования составляет 1.5° – 2° . Монодоминантный березовый лес состоит из взрослых деревьев высотой 30–35 м и диаметром до 40 см. Среднее расстояние между деревьями 7–8 м, сомкнутость крон 60–70%. В подлеске встречена рябина и крушина ломкая. Травами покрыто около 15% поверхности почвы. Произрастают звездчатка, земляника, сныть, купена, ландыш, мятлик лесной. Почвы, изученные в разрезах, идентифицированы как темно-серые лесные среднесуглинистые на средних карбонатных лёссовидных суглинках (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic) [20]).

Средние морфометрические характеристики изученных фоновых почв (по данным описания четырех почвенных профилей) следующие: A1(0–

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст гумуса в заполнении некоторых слепышин, изученных в почвенных профилях участка Сорокино 1

Образец	Лабораторный номер	Радиоуглеродный (^{14}C) возраст				медиана (m) Cal BP
		некалиброванный, л. н. (BP)*	калиброванный (1 σ , 68.2%)**	калиброванный (2 σ , 95.2%)**	Cal BP (среднее \pm отклонение) mean (μ) \pm sigma (σ)	
Фон, разр. 3, 80–90 см	Ki-19388	4220 \pm 160	4970–4523	5301–4357	4775 \pm 234	4757
Фон, разр. 3, 150–155 см	Ki-19389	10900 \pm 150	12959–12699	13080–12576	12829 \pm 133	12819
ПП, разр. 10, 85–98 см	Ki-19381	7460 \pm 180	8417–8050	8630–7934	8272 \pm 181	8268
ПП, разр. 10, 95–105 см	Ki-19382	7700 \pm 180	8950–8389	9075–8196	8645 \pm 221	8618
ПП, разр. 10, 80–90 см	Ki-19383	6680 \pm 120	7655–7461	7786–7329	7557 \pm 101	7554
ПП, разр. 10, 100–110 см	Ki-19384	7260 \pm 150	8288–7940	8381–7796	8092 \pm 147	8091

* Радиоуглеродные даты принято давать в годах назад от 1950 г. (BP – before present).

** При 1 σ вероятность – 68.2%, при 2 σ – 95.4%; калиброванные даты также даны в годах назад от 1950 г. (cal BP).
Примечание. ПП – погребенная почва дна палеоложины.

20 см)–A1A2(20–39 см)–A1A2B(39–49 см)–A2Bt(49–70 см)–Bt(70–98 см)–BtC(98–137 см)–Cca(137–180 см). Глубина вскипания – 128 см.

Признаки фоновых почв свидетельствуют об их длительном формировании под пологом лесной растительности, в результате которого были образованы выразительные признаки текстурной дифференциации в виде осветленной и обогаченной по гранулометрическому составу элювиальной части профилей и залегающей ниже более темноокрашенной (с бурями кутанами на поверхности агрегатов) и более тяжелой по гранулометрическому составу иллювиальной части почвенных профилей.

Вместе с тем наличие в профилях изученных фоновых почв палеослепышин с размытыми контурами свидетельствует о стадии (или стадиях) степного почвообразования, имевших место в прошлом, в более засушливых климатических условиях голоцена, на что указывают авторы, проводившие палеопочвенные исследования на территории северной части Среднерусской возвышенности и в южно-таежной подзоне [1, 3]. Радиоуглеродный возраст гумуса двух изученных в разрезе фоновой почвы палеослепышин, как вероятных реликтов темноцветных стадий почвообразования, приведен в табл. 1.

Фитолитный анализ слепышин в профиле фоновой почвы (разр. 3), по материалу заполнения которых имеются радиоуглеродные датировки гумуса, показал отсутствие остатков в них микро-

биоморф, что, вероятно, свидетельствует о том, что материал слепышин был образован из стерильных от фитолитов почвенных слоев в период засыпки этим материалом пустотелых ходов слепышей. По результатам исследований Гольевой [7], информационная ценность почвенных слоев, насыщенных фитолитами, как правило, распространяется до глубин 40 см от поверхности почв. Вместе с тем наличие насыщенной серым цветом окраски материала изученных слепышин говорит о переотложении в слепышинах гумусированной части профиля древних почв. Таким образом, косвенно подтверждается повышенная мощность прокраски гумусом палеопочв, если гумусированный материал заполнения слепышин находился даже глубже 40 см от поверхности древних почв.

Согласно фитолитному спектру из гор. A1 фоновой темно-серой лесной почвы (0–20 см), состав микробиоморфного комплекса типичен для верхней части гумусовых горизонтов почв (табл. 2). Фитолитный комплекс разнообразен, преобладают формы, характерные для лугового разнотравья, с элементами степной и сорной флоры. Также присутствуют фитолиты хвойных и лесных злаков. Многие фитолиты обуглены. Можно говорить о хорошем травянистом покрове с элементами рудеральной флоры и редком древостое смешанного типа. В нашем случае спектр фитолитов характеризуется смешанным составом из лугово-степного разнотравья, сорной травянистой растительности и растительности леса как отражение сложной

Таблица 2. Распределение отдельных кремниевых микробиоморф и групп фитоцитов в изученных пробах почв на участке Сорокино 1, %

Образец	Всего	Спикулы	Фитоциты	1	2	3	4	5	6	7	8
Фон, разр. 3, А1, 0–20 см	201/100	—	201/100	57	9	8	20	4	1	—	1
ПП, разр. 10. [А1 ^I], 0–5 см	390/100	—	390/100	58	8	11	18	2	—	3	—
ПП, разр. 10. [А1 ^{II}], 15–24 см	96/100	—	96/100	57	6	12	17	6	—	—	2
ПП, разр. 10. Слепышина, 80–90 см	22/100	1/5	21/95	76	—	14	10	—	—	—	—

Примечание. Растительные ценозы: 1 — двудольные травы, 2 — хвойные, 3 — лесные злаки, 4 — луговые злаки, 5 — степные злаки, 6 — сорная флора, 7 — тростник/камыш, 8 — осоки.

истории формирования ландшафта, имевшего перерыв облесения в период земледельческого освоения участка в XVIII в. Несовпадение в реконструированной по фитоцитам травянистой растительности (хороший травянистый покров под пологом осветленного леса) и реального характера произрастания трав с проективным покрытием не более 15% может говорить о сложной истории формирования фитоценозного комплекса гумусового горизонта современной почвы — со сменами во времени плотности стояния растений. То есть можно сказать, что в слое 20 см сконцентрирована вся совокупность истории ландшафта за 300–500 лет.

Основные почвенные исследования на территории и в окрестностях проведения археологиче-

ских раскопок проводили в северной части раскопа, где были изучены почвы катены от водораздела до поймы р. Орлик (рис. 2), а также погребенные почвы палеоложины склона, спускающейся к пойменной части долины реки.

Самый верхний разр. 5 был изучен на пологом водораздельном склоне крутизной 1.5°–2° в северо-западной части археологического раскопа на пахотном поле, засеянном озимой пшеницей. В указанном разрезе был вскрыт профиль почвы, значительно измененный многовековой хозяйственной деятельностью (судя по плану 1785 г., изученный участок уже в это время представлял пахотное угодье, то есть возраст непрерывного земледельческого освоения участка оценивается более чем в 230 лет). Профиль изученной почвы представлен серией следующих генетических горизонтов: Апх(0–29 см)—А1В(29–43 см)—ВА1(43–63 см)—В1t(63–97 см)—В2t(97–118 см)—ВtСg(118–146 см)—Сg(146–180 см). Почва бескарбонатна на всю глубину профиля (180 см) и является пахотным черноземом оподзоленным среднесуглинистым грунтово-глееватым на тяжелом лёссовидном суглинке (Luvisc Greyzemic Chernic Phaeozem (Loamic, Aric) [20]).

Оподзоленность проявлена каналами выноса седоватого налета скелетан в гор. В1t и В2t данной почвы и с очаговым распространением признака вплоть до гор. ВtСg. Исходной почвой до начала хозяйственной деятельности, вероятно, была серая лесная (Haplic Luvisol [20]), формировавшаяся под пологом широколиственного леса. Однако длительная хозяйственная освоенность территории, включавшая древнерусский период существования поселения и земледельческое использование почв на протяжении последних столетий способствовали очерноземливанию серых лесных почв и формированию на их месте ареала черноземов. Програция серых лесных почв в черноземы (Chernozems [20]) при длительной распахке на территории лесостепи ранее была рассмотрена в ряде публикаций [16, 17]. О програ-

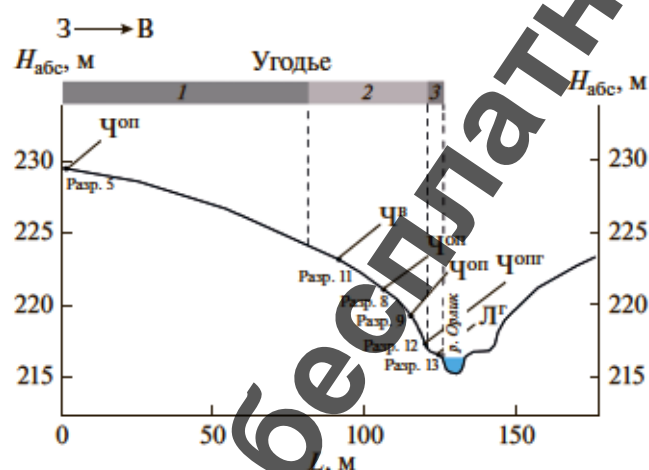


Рис. 2. Гипсометрический профиль через водораздельный склон и долину р. Орлик с указанием мест исследования почв, их классификационной принадлежности и номерами разрезов. Почвы: Ч^{оп} — чернозем оподзоленный; Ч^{опг} — чернозем оподзоленный грунтово-глееватый; Ч^в — чернозем выщелоченный, Л^г — луговая/грунтово-глеевая почва. Угодья вдоль линии профиля: 1 — пашня, 2 — сенокос, 3 — пойменный заболоченный луг.

Таблица 3. Некоторые физические, физико-химические и химические свойства изученных почв

Разрез	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	pH		CO ₂ карб	C _{орг}	Гумус
			H ₂ O	KCl			
Фоновая почва, разр. 3	0–20	2.60	6.31	5.33	0	1.87	3.22
	20–35	2.90	6.05	4.47	0	0.87	1.50
	35–50	3.37	6.17	4.20	0	0.46	0.79
	50–74	3.33	6.16	4.04	0	0.16	0.28
	74–114	3.59	5.78	4.23	0	0.10	0.18
	114–144	3.24	6.75	6.42	3.36	0.18	0.31
	144–180	3.06	8.34	7.34	8.25	0.15	0.25
Современный старопахотный аналог фоновой почвы, разр. 5	0–29	3.27	6.33	5.26	0	2.69	4.64
	29–43	3.35	6.35	5.05	0	2.20	3.79
	43–64	3.10	6.13	4.85	0	2.11	3.63
	64–96	2.23	5.96	5.54	0	0.77	1.32
	96–118	3.10	5.90	4.03	0	0.32	0.56
	118–146	3.20	5.90	4.05	0	0.24	0.41
	146–166	3.17	6.09	4.10	0	0.16	0.28
Современный сенокосный аналог фоновой почвы (контакт долины р. Орлик и водораздельного склона), разр. 11	0–22	4.78	6.53	5.71	0	3.02	5.21
	22–45	4.12	6.68	5.43	0	1.98	3.41
	45–60	3.52	6.84	5.51	0	1.23	2.12
	60–80	3.71	6.98	5.57	0	1.06	1.82
	80–95	3.93	7.68	6.93	2.33	0.70	1.21
	95–125	2.76	8.41	7.36	10.80	0.55	0.94
	125–155	2.98	8.53	7.34	11.33	0.35	0.60
Почва в материале заполнения ложбины, разр. 10	0–12	4.06	6.31	5.44	0	3.42	5.89
	12–23	4.46	6.42	5.32	0	3.42	5.89
	23–52	4.21	6.08	4.74	0	3.19	5.50
	52–87	4.26	6.18	4.65	0	3.00	5.18
Погребенная в днище ложбины почва, разр. 10	0–15	2.80	6.02	4.90	0	1.83	3.16
	15–24	2.16	6.03	4.67	0	1.10	1.89
	24–40	1.93	6.14	4.59	0	1.04	1.79
	40–70	2.00	6.13	4.42	0	0.60	1.03
	70–85	2.22	6.26	4.42	0	0.28	0.49
	85–100	2.30	6.33	4.41	0	0.20	0.34
	100–123	2.69	7.18	4.33	0	0.14	0.24
	123–148	3.06	6.36	4.31	0	0.10	0.18

дации, в частности, свидетельствует повышенное содержание углерода органического вещества в пахотной почве разр. 5 (по всему профилю) по сравнению с фоновой почвой под лесом в разр. 3 (табл. 3). Ранее отмечалось, что очерноземливание серых лесных почв при длительной (более 100 лет) распашке происходит на территориях с традиционной историей земледелия и с экстенсивными технологиями обработки почв, часто при малых дозах вносимых в почвы органических удобрений

[15–17]. Не исключением является также территория изученного пахотного угодья.

Второй изученный разр. 11 был заложен на пологом склоне верхней части долины р. Орлик вблизи контакта с водораздельным склоном в северо-восточной части археологического раскопа (периферия древнерусского поселения). Крутизна поверхности в месте исследования составляет 3°.

В изученном почвенном профиле не отмечены морфологически определяемые признаки антропо-

погенных воздействий в прошлом и настоящем (за исключением косвенного влияния, обусловленного вырубкой леса и превращением участка в сенокосное угодье). В данном месте почвенный покров формируется под сенокосом на протяжении более 230 лет. В составе разнотравно-злаковой растительности присутствуют пырей, мятлик луговой, шалфей, молочай, подмаренник, земляника полевая, одуванчик, тысячелистник.

В разр. 11 был исследован профиль чернозема со следующей системой генетических горизонтов: Ad(+3–0 см)–A1(0–45 см)–A1B(45–62 см)–B(62–80 см)–BC(80–95 см)–BCca(95–155 см). Карбонаты в форме мицелия начинают встречаться с глубины 90 см. Профиль чернозема в заметной степени перерывт слепышами. Признаки оподзоленности в профиле почвы отсутствуют, на основании чего данная почва идентифицирована как чернозем выщелоченный (Luvic Chernozem (Loamic, Pachic) [20]). С учетом исходной аналогии данной почвы с темно-серой лесной под лесом (природный аналог – почва разр. 3), а также согласно полученным результатам морфологического и лабораторного анализов почвенных свойств, выявляется очевидное очерноземливание почвы длительно поддерживаемого сенокосного угодья (увеличение мощности гумусированной части профиля, подщелачивание, окарбоначивание, накопление гумуса).

На том же сенокосном угодье, но ниже по склону речной долины вплоть до поймы, на участках с крутизной поверхности от 4° до 8°, в трех разрезах были идентифицированы черноземы оподзоленные со значительной (до гор. BC) глубиной проникновения седоватого налета скелетан (Luvic Greyzemic Chernic Phaeozem (Loamic, Pachic)). Почвы оказались бескарбонатными на всю глубину (более 150 см) изученных профилей. Оподзоленность данных черноземов выступает свидетельством лесного прошлого этих почв, но в них не было выявлено текстурно-дифференцированного гор. Bt, как на более высоких позициях рельефа (разр. 5 водораздельного склона), что говорит в пользу менее длительного развития здесь почв в лесной обстановке. Кроме того, отмечается повышенная мощность гумусированной части профилей изученных черноземов (сумма гор. A1 и A1B составляет 50–60 см), а также их перерывтость слепышами, что может свидетельствовать о длительном развитии данных почв под лугово-степной растительностью. На наш взгляд, периоды степного почвообразования на склонах долины р. Орлик в прошлом чередовались с лесными эпизодами развития почв, причем более мощным по своему интегральному эффекту оказался черноземообразовательный процесс под лугово-степной растительностью.

Высказанное предположение подтверждается результатами исследования почв в днище погребенной ложбины, выявленной на склоне долины р. Орлик в непосредственной близости от профилей изученных выше почв (разр. 11 и 5). Палеоложбина (одна из нескольких, обнаруженных на поселении) имеет ширину 14–15 м и глубину в центральной части около 1 м. В гумусированном материале заполнения палеоложбины повсеместно встречаются мелкие обломки керамики древнерусского времени, синхронные времени существования поселения. На этом основании сделан вывод о том, что в ходе многолетней хозяйственной деятельности на поселении палеоложбина постепенно заполнялась мелкоземом, перемещаемым вдоль склонов и днища, в результате чего в период функционирования поселения произошла искусственная нивелировка поверхности с устранением ранее существовавших неровностей рельефа. Общий вид изученных погребенных почв на разных участках днища палеоложбины представлен на рис. 3.

Абсолютная высота поверхности самой верхней точки исследования почв погребенной палеоложбины (разр. 10) составляет 223.5 м. Это верхняя часть склона долины р. Орлик (в непосредственной близости от места исследования разр. 11) на удалении 35 м от поймы реки и 40 м от берега реки (абсолютная высота уреза воды в реке во время проведения исследований составляла – 216.8 м). Крутизна поверхности склона долины реки в месте исследования почвы в разр. 10 составляет 3°. Ниже приводится описание почвы верхней части разр. 10, формирующейся в материале заполнения палеоложбины.

A1', 0–12 см. Серый, близкий к темно-серому, свежий, зернисто-комковатый, среднесуглинистый, уплотненный, много корней трав и ходов червей, переход постепенный, граница слабоволнистая.

A1'', 12–23 см. Серый (светлее предыдущего), свежий, зернисто-комковатый с угловатостью, среднесуглинистый, уплотненный, местами редкие отбеленные зерна скелетан, много копролитов и ходов червей, много мелких корней, в нижней части встречаются мелкие обломки керамики древнерусского времени.

A1B, 23–52 см. Темно-серый местами с буроватостью, влажный, комковато-ореховатый с зернистостью, среднесуглинистый, уплотненный, местами встречаются отбеленные скелетаны, много ходов червей и копролитов, содержит мелкие корни, содержит редкие обломки керамики древнерусского времени.

A1C, 51–86 см. Однородный, темно-серый с буроватостью, влажный, ореховато-комковатый с порошистостью и зернистостью, среднесуглинистый, уплотненный, с большим количеством

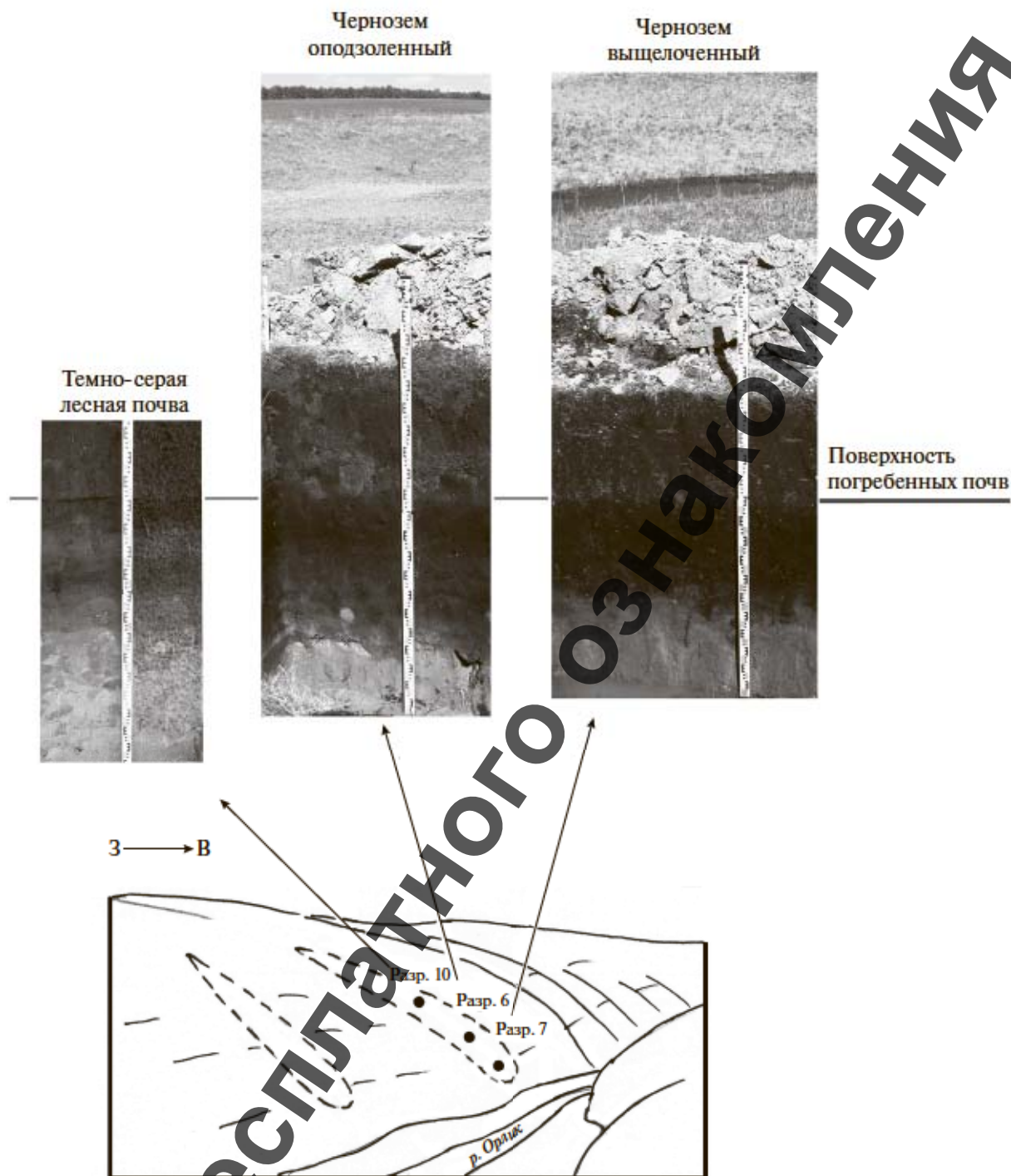


Рис. 3. Места изучения почв палеоложины, погребенной под слоем мелкозема в период существования древнерусского поселения, и внешний вид профилей изученных погребенных почв.

копролитов и ходов червей, местами встречаются слепышины с более светлым почвенным заполнением, чем окружающая почвенная масса, в заметном количестве присутствуют корни, встречаются обломки керамики древнерусского времени.

Почва, сформированная на материале заполнения палеоложины, бескарбонатна. В целом,

она слабо дифференцирована на горизонты и не несет в себе признаки сильной переработки почвенной мезофауной.

Контакт почвы насыпи с погребенной почвой на глубине 86(90) см определяется по более темному цвету и более высокой плотности погребенной почвы. Профиль погребенной почвы состоит

из следующей системы генетических горизонтов: [A1](0–15 см)–[A1A2](15–24 см)–[A1A2B](24–40 см)–[A2Bt](40–70 см)–[Bt](70–85 см)–[BtCg](85–123 см)–[Cg](123–178 см). Седоватые скелетаны в микрозонах начинают встречаться в гор. [A1A2], в нижележащих гор. [A1A2B], [A2Bt] они отчетливо заметны вдоль трещинной сети. В гор. [Bt] и [BtCg] на гранях ореховатых и призматичных агрегатов хорошо заметны бурые и светло-бурые органо-минеральные кутаны. Признаки оглеения гор. [BtCg] и [Cg] проявляются местами в сизоватых тонах окраски, а также в обилии мелких железисто-марганцевых примазок. Характерной особенностью погребенной почвы является наличие в ее профиле, начиная с гор. [A2Bt], светло-серых, серо-бурых и желтовато-бурых палеослепышин, о древности которых свидетельствуют неясные контуры. Погребенная почва бескарбонатна на всю глубину профиля.

Название почвы — темно-серая лесная грунтово-глееватая среднесуглинистая на тяжелом огленном покровном суглинке.

Второй разрез, изученный в днище палеоложины, находился в 20 м к востоку от разр. 10 (ближе к реке) и соответствовал абсолютной высоте 221.5 м. Крутизна поверхности склона речной долины в месте изучения почвы составляла 4°–5°. В данном почвенном разрезе (разр. 6) под наносом гумусированного почвенного мелкозема с фрагментами керамики периода существования поселения, мощностью 65 см хорошо сохранился исходный профиль чернозема со следующей системой генетических горизонтов: [A1](0–25 см)–[A1B](25–40 см)–[BA1](40–57 см)–[B](57–82 см)–[BC](82–112 см и глубже). Почва бескарбонатна на всю глубину изученного профиля. На подсохшей стенке разреза с глубины 40 см появляется ясная белесоватость, причем белесоватые участки в гор. [B] и [BC] локализованы вдоль вертикальной трещинной сети и обусловлены налетом отбеленных скелетан, свидетельствующих о лессиваже, развивавшемся в погребенной почве в лесной обстановке.

В соответствии с указанным строением почвенного профиля, изученная палеопочва была идентифицирована как чернозем оподзоленный маломощный слабосмытый. Обращает внимание заметная перерывность профиля палеочернозема слепаминами, причем многие слепамины пререзают зоны, насыщенные скелетанами, то есть они образовались позднее скопления скелетан и отражают степные условия почвообразования, сменившие лесные.

Еще ближе к речной пойме, уже в устьевой части днища палеоложины, выклинивающейся в наиболее крутобережной части склона долины р. Орлик, в разр. 7 был исследован профиль третьей палеопочвы. Разр. 7 удален от разр. 6 на 10 м,

крутизна поверхности склона в месте исследования 6°–7°. Под гумусированным наносом мощностью 65 см, состоящим из хорошо оструктуренного дождевыми червями мелкозема с примесью обломков керамики, изучен профиль палеопочвы со следующей системой генетических горизонтов: [A1](0–30 см)–[A1B](30–40 см)–[B](40–58 см)–[BCg](58–100 см и глубже). Вскипание отсутствует по всей глубине почвенного профиля. Скелетан в профиле палеопочвы не отмечается. Перерывность профиля почвы палеослепышинами высокая. Название почвы — чернозем выщелоченный маломощный среднесмытый на тяжелом покровном бескарбонатном суглинке. Лугово-степной генезис палеопочвы, изученной в разр. 7, не вызывает сомнения. Таким образом, подтверждается высказанное ранее предположение об остепненном характере склона долины р. Орлик, примыкающего к ее пойменной части, в первой половине XIII в.

На основании исследования трех профилей почв на разных участках днища палеоложины можно предполагать, что в период, предшествовавший возникновению древнерусского поселения, граница между лесной и лугово-степной растительностью в долине р. Орлик могла располагаться на пространстве между разр. 7 и 10, то есть примерно в 30 м от поймы реки и в 35 м от ее берега. Полагая близость морфологического строения западного и восточного участков долины р. Орлик в месте проведения исследований, можно высказать предположение о том, что остепненный коридор между покрытыми лесом участками противоположных склонов долины реки в месте появления древнерусского поселения мог иметь общую ширину 70 м, включая пойменные участки реки.

На наш взгляд, именно во многом благодаря климатогенному остепнению речных долин в лесной зоне Восточно-Европейской равнины на протяжении малого климатического оптимума голоцена населению древнерусских княжеств открылась возможность освоения новых территорий, ранее полностью покрытых лесом, что нашло отражение в возникновении во многих местах лесной зоны городов и сел по берегам рек, включая исследованное поселение.

Результаты морфологического анализа охарактеризованных выше почвенных профилей дополняются сведениями о фитолитном составе палеопочвы из разр. 10.

[A1], 0–5 см. Образец содержит много фитолитов. Преобладают луговые формы, но есть частицы, характерные для хвойных, лесных и степных растений (рис. 4). Можно считать, что растительный покров был сходен с описанным для почвы из разр. 3. Но есть и отличия. В изучаемом образце нет форм, характерных для сорной флоры, но есть тростник/камыш. Совокупность большого

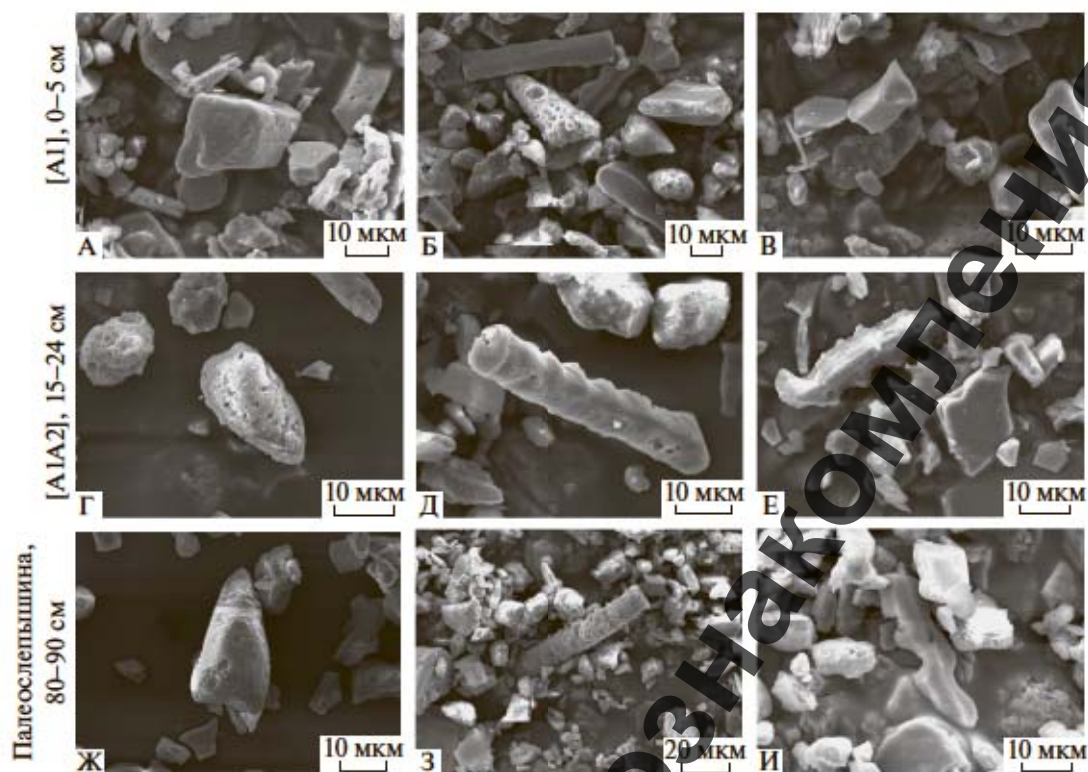


Рис. 4. Фотографии фитолигов, изученных в погребенной почве дна палеологической ямы на северо-восточной периферии поселения Сорokino I. Фитолиги: А — хвойных пород; В — смесь корродированных лесных и луговых форм; В — луговых и степных злаков; Г — лесных трав; Д — луговых трав; Е — культурных злаков; Ж — лесных трав; 3 — двудольных трав; И — луговых трав.

количества фитолигов и наличие форм, характерных для крупных растений возможна в двух случаях: первый — подчиненная позиция в рельефе, когда сносится мелкозем (с фитолитами) с более высоких участков, а очень близкое залегание грунтовых вод позволяет расти гидрофильной флоре; и, второй — искусственный привнос растительного сырья человеком, то есть в данном случае уже нужно говорить не о почвенном горизонте, а культурном слое поселения.

[A1A2], 15–24 см. Фитолиги существенно меньше. Однако такое количество вполне характерно для верхних горизонтов почв. В составе фитолитного комплекса нет тростника. Можно с высокой долей вероятности говорить о том, что фитолитный комплекс отражает один из природных этапов развития ландшафта под пологом редкостойного смешанного леса с хорошо развитым травянистым покровом. Либо можно говорить о больших открытых пространствах среди леса, где росли луговые и степные травы. Вместе с тем обнаруживаются, пусть в небольшом количестве, фитолиги ворной флоры и культурных злаков, что свидетельствует об искусственном заносе в почву микроостатков сельскохозяйственной растительности — признаке земледелия в окрестностях изучаемого поселения.

Таким образом, на основе фитолитного анализа подтверждается приграничное положение участка в месте исследования разр. 10 между лесом, распространявшимся выше по водораздельному склону, и остепненным участком речной долины ниже данного разреза.

В погребенной почве из разр. 10 выполнялось радиоуглеродное датирование гумуса на разных глубинах профиля и в материале заполнения ряда слепышин сопряженно с изучением содержания и состава в них фитолигов. Все слепышины имели нечеткие контуры, что говорит об их древнем возрасте. Заполнение многих слепышин характеризуется серыми оттенками цвета — свидетельство того, что в ходы слепышей засыпался материал из гумусированной части профилей древних почв. Фотографии изученных слепышин представлены на рис. 5. Всего изучено 4 палеослепышины, 3 из которых имели компактную локализацию (на рис. 5 изображены под номерами 2, 3, 4), а одна находилась на удалении 1.5 м от них (рис. 5 номер 1). Исследованные палеослепышины приурочены к текстурно-дифференцированным горизонтам погребенной почвы ([B1t] и [B2t]) на глубине 80–110 см. Радиоуглеродный возраст почвенного органического вещества (гумуса) из материала заполнения слепышин представлен в

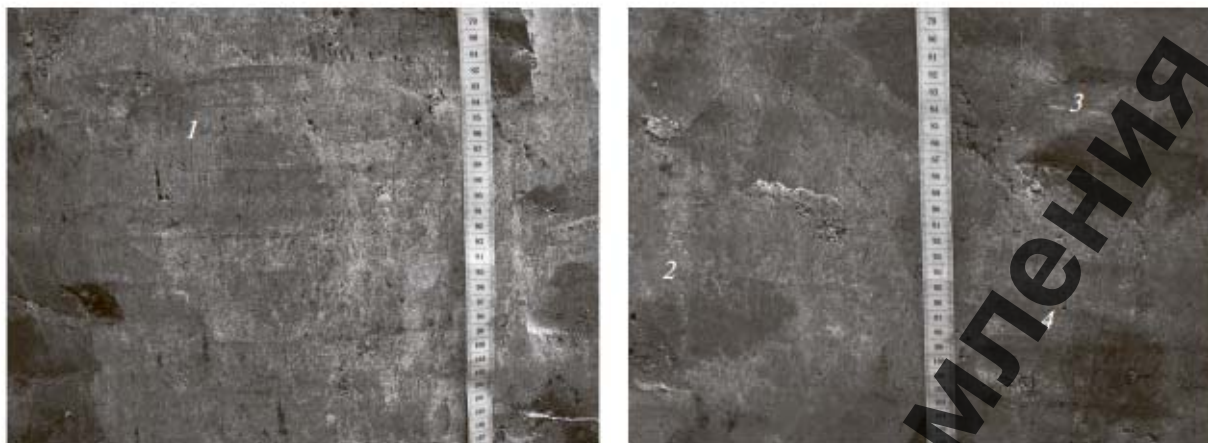


Рис. 5. Палеослепышины, изученные в профиле погребенной почвы дна палеолесбины. Глубина палеослепышин соответствует глубине в табл. 1: 1 – 85–98, 2 – 95–105, 3 – 80–90, 4 – 100–110 см.

табл. 1. Наиболее темноокрашенная слепышина (рис. 5 номер 3) оказалась единственной, в которой выявлены фитоциты. Фитолитный состав характеризует лиственный лес с хорошо развитым травянистым покровом. Наличие спикеры свидетельствует о близости реки. Состав фитолитного комплекса из этой слепышины не совпадает с аналогичными комплексами из всех исследованных образцов почв. В данной слепышине количество фитолитов лесных злаков больше, чем луговых, тогда как в других изученных образцах, включая гумусовый горизонт современной фоновой

почвы (разр. 10), доля фитолитов луговых злаков выше, чем лесных. Очевидно, можно говорить о том, что в истории данной почвы был этап, когда она развивалась под пологом лиственного леса без участия хвойных пород и с невысокой долей степных растений в составе травостоя.

В слепышинах 1, 2, и 4 из разр. 10 содержание всех компонентов микробиоморф оказалось информативно незначимым. Очевидно, в данном случае, как и при исследовании материала слепышин в фоновой почве, их заполнение шло за счет нижней гумусированной части почвенных профилей, не содержавшей фитолитов.

С помощью данных об изменении с глубиной радиоуглеродного возраста гумуса в профилях изученных фоновой и погребенной темно-серых лесных почв (рис. 6), сведений о радиоуглеродном возрасте органического вещества гумусированного заполнения палеослепышин в разр. 10, а также количественных характеристиках распределения фитолитов на разных глубинах почв авторы провели реконструкцию периодов образования изученных палеослепышин.

На рис. 7 представлен тренд изменения с глубиной концентрации фитолитов на основании сопряженного использования данных о количестве фитолитов в образцах, отобранных на разных глубинах в почвах из разр. 3 и 10. Концентрация фитолитов быстро убывает с глубиной, уменьшаясь до нуля на глубине около 40 см. Выявленный характер распределения близок к установленному ранее на большом числе других объектов, включая серые лесные почвы [7].

Абсолютный возраст гумуса палеослепышины из разр. 10, в которой были выявлены микробиоморфы (на глубине 80–90 см от поверхности погребенной почвы), составляет 6680 ± 120 лет (K1-19383). Количество обнаруженных в поле зрения препарата фитолитов в образце из дан-

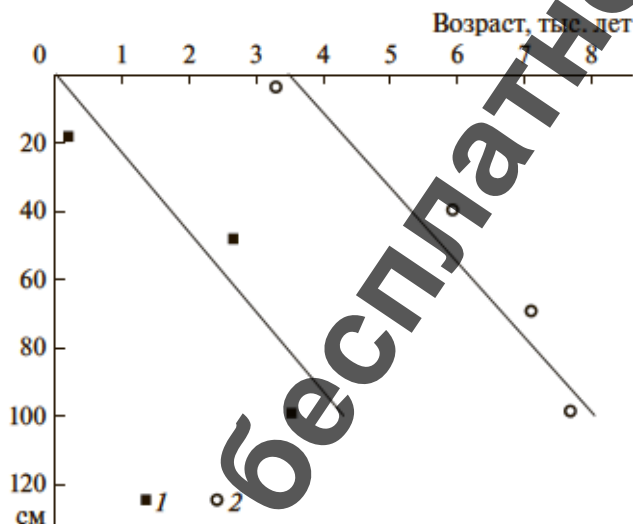


Рис. 6. Изменение с глубиной радиоуглеродного возраста органического вещества (гумуса) почв, изученных на территории и в окрестностях поселения Сорокино. 1 – датировки двухсантиметровых слоев на разных глубинах почв: 1 – фоновой темно-серой лесной (разр. 3); 2 – погребенной темно-серой лесной (разр. 10). Радиоуглеродные даты приводятся в календарном летоисчислении.

ной слепышины составило 21 шт. На основании характера распределения фитоцитов с глубиной в изученных почвах, такое количество может соответствовать глубине 35 см от поверхности почвы. Материал заполнения изученной слепышины, вероятно, попал из этой глубины или из пространства, соответствующего слою 30–40 см древней почвы.

Согласно графику изменения с глубиной радиоуглеродного возраста органического вещества почв, возраст гумуса в слое 30–40 см профиля современной почвы составляет 1500 ± 200 лет. Принимая во внимание радиоуглеродный возраст гумуса в заполнении изученной палеослепышины, реконструируемое время образования слепышины и последовавшей засыпки в нее гумусированного почвенного материала составляет $6680 - 1500 = 5380$ л. н. Полученную временную привязку формирования фитоцитного комплекса следует отодвинуть в прошлое на несколько столетий с учетом его исходного нахождения на некоторой глубине от поверхности (в слое 30–40 см), а не в приповерхностных почвенных слоях.

Наиболее вероятный диапазон варьирования мощности гумусированной части почвенных профилей, откуда засыпался материал в другие изученные нами палеослепышины, мог находиться в пределах 40–60 см. Данное предположение опирается на морфометрические параметры изученных почв: гумусированная часть профилей фоновой и погребенной темно-серых лесных почв распространяется до глубин 40–50 см, а профилей изученных на склоне речной долины черноземов — до глубин 50–60 см.

Поскольку другие изученные палеослепышины не содержали фитоцитов, то с большой вероятностью можно предполагать, что засыпка в них почвы осуществлялась из слоев глубже 40 см, но не глубже нижней границы распространения гумусированной части профиля — с учетом соответствующей окраски заполнения изученных нами слепышин. Таким образом, наиболее вероятные зоны образования материала заполнения палеослепышин находились в интервале глубин 40–60 см древних почв. Радиоуглеродный возраст гумуса в указанном слое современной почвы соответствует интервалу 1700–2600 лет. Располагая сведениями о возрасте гумуса в палеослепышинах, и вычитая из него крайние даты указанного хроноинтервала, можно реконструировать отрезки времени, в которые происходило образование слепышин.

На основании произведенных расчетов в фоновой почве (разр. 3) слепышина с возрастом гумуса 10900 ± 150 лет (Ki-19389) могла образоваться $8300-9200$ л. н., а слепышина с возрастом гумуса 4220 ± 160 лет (Ki-19388) — $1600-2500$ л. н. Первый, более древний временной интервал укла-

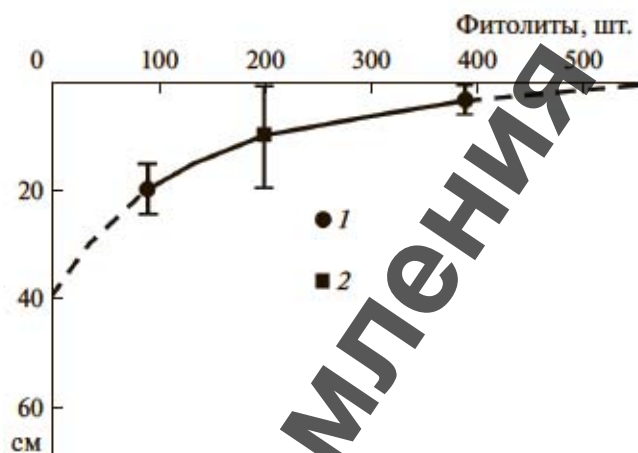


Рис. 7. Изменение количества фитоцитов в поле зрения объектива микроскопа (в соответствии с методикой из работы [7]) в препаратах из образцов почв, отобранных на разных глубинах: 1 — погребенной темно-серой лесной (разр. 10), 2 — фоновой темно-серой лесной (разр. 3).

дывается в представлении о лесостепном характере растительности и почв изучаемой территории в раннем голоцене (с учетом известных сведений [9, 12]). Более поздний временной интервал образования второй палеослепышины мог быть связан с искусственным остепнением территории и ее сельскохозяйственным освоением в раннем железном веке, хотя не исключена трактовка естественного островного остепнения территории широколиственных лесов в скифо-сарматский этап аридизации климата, отмечаемый рядом авторов [1, 15].

В погребенной почве (разр. 10) реконструированные периоды образования слепышин могли быть следующими: для слепышины с возрастом гумуса 7700 ± 180 лет (Ki-19382) — $5100-6000$ л. н.; 7460 ± 180 л. н. (Ki-19381) — $4900-5800$ л. н.; 7260 ± 150 л. н. (Ki-19384) — $4700-5600$ л. н. Все указанные диапазоны возрастов укладываются в интервал времени $4700-6000$ л. н., а наложение всех хроноинтервалов дает их пересечение в диапазоне дат $5100-5600$ л. н., что соответствует концу атлантического периода голоцена. Примерно в это же время другими авторами отмечается остепнение территории северной половины Среднерусской возвышенности [9], включая территорию Куликова поля [14].

Возвращаясь к изученному фитоцитному комплексу палеослепышины под номером 3, который мог быть в нее занесен около 5400 л. н., с учетом глубины заноса материала (30–40 см от поверхности палеопочвы) можно предположить, что этот комплекс отражает характер растительного покрова более раннего времени, а именно — конца климатического оптимума голоцена (6000 л. н. и

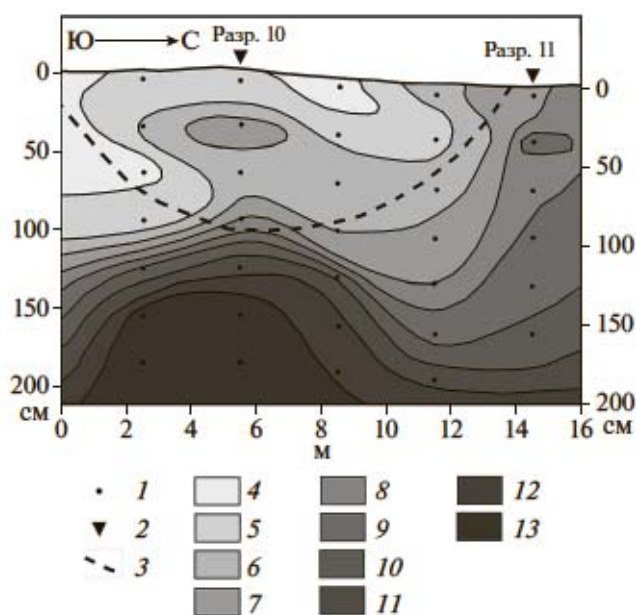


Рис. 8. Распределение плотности почв, приуроченных к палеоложбине на поселении Сорокино I в северо-восточной части археологического раскопа. 1 — точки отбора проб; 2 — места исследования почвенных профилей в разр. 10 и 11; 3 — поверхность дна и склонов палеоложбины; 4–13 — градации плотности (объемной массы) почв, г/см³: 4 — ≤0,8, 5 — 0,81–0,9, 6 — 0,91–1,0, 7 — 1,01–1,1, 8 — 1,11–1,2, 9 — 1,21–1,3, 10 — 1,31–1,4, 11 — 1,41–1,5, 12 — 1,51–1,6, 13 — >1,6.

ранее), когда в обстановке теплого и влажного климата широкое развитие получили широколиственные леса, местами выходившие даже на водоразделы современных лугово-степных ландшафтов лесостепи [18].

Исследование почв на территории древнерусского поселения Сорокино I будет не полным без рассмотрения еще одного аспекта, а именно, анализа плотности сложения почв, приуроченных к палеоложбине, погребенной под наносами мелкозема в XIII в. Распределение плотности почв в исследованном почвенном пространстве отражено на схеме рис. 8.

В центральной части палеоложбины, соответствующей ее дну, выявляется зона повышенного уплотнения почв, которая, как мы считаем, возникла в месте регулярных проходов жителей древнерусского поселения, создавших здесь тропу. Учитывая близость реки и выход палеоложбины к речной пойме, данное предположение кажется вполне правдоподобным. Ширина тропы, реконструированная по зоне уплотнения, составляла примерно 4 м, причем наиболее плотной была ее центральная часть шириной около 2 м. Фитолитный комплекс верхнего слоя 0–5 см почвы в дну палеоложбины кроме автохтонных частиц также содержит аллохтонный материал (тростник/камыш, культурные злаки), что можно объяс-

нить их искусственным заносом (например, на обуви жителей поселения). Уплотнение многократными проходами почв дна ложбины, вероятно, отразилось на увеличении радиоуглеродного возраста гумуса почвенного профиля, который в верхней части оказался древнее современного аналога на 3,5 тыс. лет (рис. 6), хотя реальная разница (1950 г. — 1240 г.) составляет около 700 лет.

Считаем, что вытаптывание естественного растительного покрова на днище и склонах палеоложбины было одним из главных факторов развития эрозионно-аккумулятивных процессов, приведших в конце концов к погребению палеоложбины под слоем гумусированного мелкозема с мелкими во всей толще обломками керамики, синхронными периоду существования поселения (условно с 1200 по 1240 гг.). В противном случае (без нарушения растительного покрова) эрозионно-аккумулятивные проявления не получили бы развития, как это установлено для склоновых поверхностей даже значительной крутизны в условиях естественного покрытия лесной или степной растительностью [6].

В период заполнения дна ложбины делювием тропа продолжала функционировать, что нашло отражение в повышенной плотности почвенных слоев в материале делювиального заполнения, однако непосредственно над участками более раннего уплотнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании исследования палеопочвенных индикаторов состояния природной среды на древнерусском поселении Сорокино I и в его окрестностях установлены изменения растительности и почв, происходившие в голоцене под влиянием природных и антропогенных факторов.

Выявлено климатогенно обусловленное чередование фаз остепнения и облесения изучаемой территории. Остепнение в бореальном периоде голоцена сменилось распространением широколиственных лесов в оптимуме голоцена (середина атлантического периода), а в конце атлантического периода снова возник тренд остепнения ландшафтов, отразившийся на активизации в почвенных профилях деятельности слепышей. Остепнение долинно-речного ландшафта в малый климатический оптимум голоцена сменилось лесными обстановками в последовавший малый ледниковый период. Судя по анализу разновозрастных фитолитных комплексов, позднеголоценовый характер лесов, произраставших на изучаемой территории, отражал более прохладные климатические условия (смешанные леса из лиственных и хвойных пород) по сравнению с более теплыми условиями оптимума голоцена с распространением широколиственных лесов без примеси хвойных деревьев.

В период существования древнерусского поселения окружающая среда испытывала разнообразные антропогенные воздействия. Находки фитолитов культурных злаков свидетельствуют о существовании пашен поблизости от поселения. По признакам почвы в днище палеоложкины, погребенной под слоем гумусированного мелкозема, установлено, что в период функционирования поселения по днищу ложбины проходила тропа к речной пойме. Постоянное вытаптывание растительности тропы и прилегающих склонов способствовало развитию эрозионно-аккумулятивных процессов, что нашло отражение в погребении ложбины под слоем однородного гумусированного суглинка еще в период функционирования поселения.

В современный период хозяйственного освоения территории (последние столетия) произошло замещение лесов сельскохозяйственными угодьями (пашнями, сенокосами, выгонами). Смена условий почвообразования, обусловленная вырубкой леса и формированием сенокосного и пахотного угодий более 230 л. н., привела к черноземливанию почв указанных участков. На водораздельных склонах под пашней темно-серые лесные почвы трансформировались в черноземы оподзоленные, а черноземы оподзоленные склонов речной долины под сенокосом местами трансформировались в черноземы выщелоченные.

Полученные результаты доказывают большую информационную ценность проведения междисциплинарных почвенно-археологических исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Публикация осуществлена при поддержке Российского научного фонда, проект № 14-17-00171; фитолитный анализ выполнен в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
2. Александровский А.Л., Гольева А.А. Палеоэкология древнего человека по данным междисциплинарных исследований почв археологических памятников Верхнего Дона // Археологические памятники лесостепного Подонья. 1996. Вып. 1. С. 176–183.
3. Александровский А.Л., Ершова Е.Г., Кренке Н.А., Ковалева Н.О., Пономаренко Е.В., Тютерева О.И. Эволюция почв долины Москвы-реки в позднеледниковье и голоцене // Почвоведение — продовольственной и экологической безопасности страны: Тез. докл. VII съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Всероссийской с международным участием научн. конф. М.—Белгород, 2016. Ч. II. С. 170–171.
4. Буданова К.Т. Геоморфология. Ландшафты // Атлас Орловской области. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000. С. 9.
5. Военно-топографическое управление. Трехверстная военно-топографическая карта. М-61. 126000. Ряд XVI. Л. 13, губерний Орловской и Калужской. СПб., 1867.
6. Голосов В.Н., Геннадиев А.Н., Олсон К.Р., Маркелов М.В., Жидкин А.П., Чендев Ю.Г., Ковач Р.Г. Пространственно-временные особенности развития почвенно-эрозионных процессов в лесостепной зоне Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2011. № 7. С. 861–869.
7. Гольева А.А. Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов: генезис география, информационная роль. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 240 с.
8. Горохов Л.Е., Кравченко Г.В. Четвертичные отложения // Атлас Орловской области. Под ред. А.П. Шарапенко. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000. С. 12.
9. Климанов В.А., Серебрянная Т.А. Изменения растительности и климата на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. географическая. 1986. № 1. С. 26–37.
10. Оленичева М.А., Степанова Л.П. Почвы // Атлас Орловской области / Под ред. А.П. Шарапенко. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000. С. 19.
11. РГАДА. Фонд 1356, опись 1, 1785. Ед. хр. 8. Орловское наместничество, Болховский уезд. Генеральный план города Болхова и его уезда, состоящего в Орловском наместничестве. Сочинен Курского наместничества в межевой канторе в 1785 году.
12. Серебрянная Т.А. Динамика границ Центральной лесостепи в голоцене // Вековая динамика биогеоценозов. Чтения памяти академика В.Н. Сукачева. Х. М.: Наука, 1992. С. 54–71.
13. Тихомиров М.Н. Россия в XVI столетии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 584 с.
14. Хотинский Н.А. Антропогенная трансформация ландшафтов Куликова поля и перспективы их охраны и восстановления // Антропогенная эволюция геосистем и их компонентов. М., 1987. С. 69–87.
15. Чендев Ю.Г. Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. М.: ГЕОС, 2008. 212 с.
16. Чендев Ю.Г. Реакция серых лесных почв на земледельческого освоение в разных климатических условиях // Известия РАН. Сер. географическая. 2012. № 2. С. 87–95.
17. Чендев Ю.Г., Александровский А.Л., Хохлова О.С., Смирнова Л.Г., Новых Л.Л., Долгих А.В. Антропогенная эволюция серых лесостепных почв южной части Среднерусской возвышенности // Почвоведение. 2011. № 1. С. 3–15.
18. Чендев Ю.Г., Ершова Е.Г., Александровский А.Л., Пономаренко Е.В., Гольева А.А., Хохлова О.С., Русаков А.В., Шаповалов А.С. Почвенные и ботанические записи изменения природной среды Ямской степи в голоцене // Известия РАН. Сер. географическая. 2016. № 2. С. 75–89.

19. Bronk Ramsey C., Lee S. Recent and Planned Developments of the Program OxCal // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. № 2–3. P. 720–730.
20. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO. Rome, 2014.
21. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafflindson H., Hajdas I., Hatt C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., & van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. № 4.
22. Skripkin V., Kovalyukh N. Recent developments in the procedures used at the SSCER laboratory for the preparation of Lithium Carbide // *Radiocarbon*. 1998. 40. № 1. P. 211–214.

Soils of Archeological Landscape Sorokino 1 (Orel Oblast): Reconstruction of Natural Changes and Anthropogenic Transformation of the Environment

Yu. G. Chendev^{a,*}, A. A. Golyeva^b, A. V. Dolgikh^b, S. V. Uvarin^c, A. N. Golotvin^d, V. G. Belevantsev^a, V. A. Sarapulkin^a, and D. I. Dudin^a

^aBelgorod National Research University, Belgorod, 308015 Russia

^bInstitute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

^cResearch and Production Association "Chernozem'e", Lipetsk, 398024 Russia

^dArcheological Park Argamach, Argamach-Pal'na, Eletsk district, Lipetsk oblast, 399758 Russia

*e-mail: Chendev@bsu.edu.ru

Soil-archeological studies were performed in the area of the ancient Russian settlement Sorokino 1 dating back to the 13th century AD and located in the upper reaches of the Orlik River (Khotynets district, Orel oblast) within the natural zone of deciduous forests. Morphological, physical, and chemical properties of soils associated with the archeological monument and with the background area under the forest were analyzed. Phytolith spectra and the radiocarbon age of soil organic matter were determined in the paleosols of the archeological monument and in the background surface soils. A comparative analysis of the soil features—indicators of the environment—allowed us to determine and characterize the main stages of the formation of soils and landscapes under the influence of climate changes and anthropogenic factors. Climate-related alternation of the phases of steppe and forest development in the study area was revealed. Steppe conditions in the Boreal period of the Holocene were replaced by the spreading of deciduous forests in the Holocene Optimum (Middle Atlantic period). At the end of the Atlantic period, steppe landscapes reappeared in the area, which was reflected in the intensification of the activity of steppe burrowers (mole rats) in the soil profiles. Steppe formation in river valleys during the Medieval Climatic Optimum was replaced by the propagation of forests in the subsequent Little Ice Age. The analysis of phytolith complexes of different ages indicated that the forests growing in the studied area in the Late Holocene included both deciduous and coniferous trees and reflected cooler climatic conditions in comparison with the deciduous forests without conifers of the Atlantic Optimum. In the recent centuries of the active agricultural development, forests have been replaced by arable land and hayfields, which has led to the formation of chernozems in the areas previously occupied by dark gray forest soils (Luvic Greyzemic Phaeozems).

Keywords: Central Russian Upland, ancient Russian settlements, paleosols, anthropogenic evolution of soils, Chernozems, Phaeozems, Luvisols

НЕГИДРОЛИЗУЕМЫЙ ОСТАТОК ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОГРЕБЕННЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ПОЧВ

© 2019 г. Т. В. Алексеева^{1, *}, Б. Н. Золотарева¹, Ю. Г. Колягин²

¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Россия, 142290, Пущино, Московской обл., ул. Институтская, 2

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1

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

Поступила в редакцию 20.02.2018 г.

После доработки 09.10.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

Обобщены результаты изучения группового состава гумуса 200 почв разного генезиса и >100 погребенных почв плейстоцена и голоцена. Выявлено существование обратной зависимости между содержанием гуминовых кислот (ГК) и негидролизуемого остатка (НО) органического вещества (ОВ) как для современных, так и погребенных почв плейстоцен-голоценового возраста. Содержание НО в последних сравнимо с современными почвами (50 ± 15 и $54 \pm 21\%$ соответственно), то есть в ходе погребения НО не накапливается и не является инертной составляющей гумуса почв. Содержание НО в природных органо-минеральных комплексах почв, какими являются их илистые фракции, ниже по сравнению с валовыми образцами почв. Обобщение данных твердотельной ^{13}C ЯМР-спектроскопии, полученных для валовых образцов почв различного генезиса и их НО показало, что последние вне зависимости от типа почвы обогащены *O*-алкилами в том числе с ацетальными групп. Валовые образцы почв, напротив, содержат больше *C* ароматических структур и карбоксильных групп. Степень гумификации ОВ, определяемая по величине отношения алкилы/*O*-алкилы для НО существенно меньше этого показателя для ОВ валовых почв. Показано, что ОВ в составе НО по своей природе неоднородно и объединяет, по крайней мере, две принципиально различные группы веществ: прочносвязанное ОВ органо-минеральных комплексов (негидролизуемое будучи химически связанным) и растительные остатки (лигнин, целлюлоза и др.) – устойчивые к кислотному и щелочному гидролизу. Отсутствие достоверных зависимостей между содержанием в почвах НО и фульвокислот (ФК) говорит о существовании более тесных генетических взаимосвязей между НО и ГК, чем между НО и ФК. Изучение керогена из сланцев нижнекарбонического возраста показало принципиальную разницу между НО почв и керогеном, в составе которого доминирует углерод алкилов.

Ключевые слова: фракционный состав гумуса, палеопочвы, кероген, плейстоцен, голоцен, палеозой, ^{13}C ЯМР-спектроскопия

DOI: 10.1134/S0032180X19060029

ВВЕДЕНИЕ

На сегодняшний день нет единого определения понятия “гумус почв”. Базируясь на обобщенном определении классиков отечественного учения (И.В. Тюрина, М.М. Кононовой, Л.Н. Александровой, Д.С. Орлова, М.И. Дергачевой и др.) о почвенном органическом веществе, гумусовые вещества почв (или гумус) представляют собой сложный комплекс (совокупность) специфических почвенных органических соединений. Химическая природа гумусовых веществ (ГВ) также остается предметом дискуссий. Перечисленные выше авторы являются сторонниками макромолекулярной модели строения ГВ. В последнее время некоторые как отечественные, так и зарубежные исследователи склоняются к супрамолекулярной

природе гумуса, в соответствии с которой ГВ представляют собой совокупность низкомолекулярных продуктов разложения опада и других органических остатков, которая поддерживается посредством слабых связей нековалентной природы (гидрофобных и водородных) [24, 41].

В почвах выделяют три группы ГВ, различающиеся по составу и свойствам: 1) гуминовые кислоты (ГК), растворимые только в щелочных растворах; 2) фульвокислоты (ФК), растворимые в воде, щелочных и кислых растворах; 3) гумин – группа ГВ, не извлекаемых щелочными растворами (совокупность органических соединений, остающихся в почве после экстрагирования лабильных компонентов кислотами, щелочами и органическими растворителями). Первые две

группы ГВ изучены в деталях, и интерес к ним не ослабевает. В последние годы появились экспериментальные работы отечественных ученых по изучению свойств органического вещества почв с применением неразрушающих методов, в частности ^{13}C ЯМР спектроскопии [19, 26, 27, 29]. В этих работах авторы, как правило, приводят результаты изучения ОВ почв (в целом), либо отдельных фракций ГК. Новых сведений о гумине практически нет, и его природа остается наименее изученной [42, 45]. Вместе с тем содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ гумина в почвах в среднем составляет 50% от $\text{C}_{\text{орг}}$, а в нелигифицированных осадочных породах содержание негидролиземого остатка ОВ может достигать 70% [42], что говорит о существенном вкладе этой группы ГВ в пул органического вещества.

Необходимо подчеркнуть, что накопленные на настоящий момент сведения о гуминах не только скудны, но и противоречивы. Термин “гумин” был предложен более 150 лет назад Я. Берцелиусом и Г. Мульдером для ГВ, не растворимых в щелочах и являющихся изомерами гуминовых кислот (имея близкие элементные составы, гумины не растворяются в щелочах). Эта трактовка перешла затем в номенклатуру отечественных классиков: И.В. Тюрина, Н.Г. Зырина, М.М. Кононовой, Д.С. Орлова и др. Однако сложность препаративного выделения этой группы ГВ привела к тому, что в 1974 г. на X Международном конгрессе почвоведов в Москве было решено включить гумин в состав негидролиземого остатка (НО). Последний наряду с гумином включает и растительные остатки. Это решение привело к терминологической путанице и дало начало использованию терминов “негидролиземый остаток” и “гумин” в качестве синонимов. Термин “негидролиземый” или “нерастворимый” остаток используется в работах Александровой [1], Чукова [29] и некоторых других авторов. Вместе с тем чаще в литературе как отечественной, так и зарубежной используется термин “гумин” (“humin”).

Что известно о природе гумина? Орлов [18] рассматривает гумины как совокупность органических соединений, включающую специфические и неспецифические ОВ и их органо-минеральные производные. Этот же автор полагает, что гумины являются специфической формой существования гуминовых кислот в почве, имея в виду их прочную связь с минеральной частью почвы. Кононова [17] обращала внимание на то, что не во всех случаях фракция гумина представлена исключительно ГК. В зависимости от генезиса почвы она может содержать большую примесь неполовностью гумифицированных растительных остатков, а также меланина. Показано, что такие характеристики гуминов, как ИК- и ЯМР-спектры во многом близки таковым ГК [18, 44, 48]. По элементному составу, содержанию

групп COOH^- , а также продуктам деструкции гумины мало отличаются от ГК [8, 14, 17, 44].

Разработка Райсом с соавт. [43, 45] методики по дезагрегации гуминов с выделением составляющих их фракций (“строительных блоков”) с применением метил-изобутил-кетона (MIBK) позволила сделать следующие выводы. Гумины состоят из четырех фракций: свободные липиды (битумы) (около 25%), связанные липиды (около 1%), адсорбированные на минералах ГК (около 15%) и минеральная составляющая (преобладает). Свободные и связанные липиды представляют собой дискретную составляющую гуминов. Связанные с минералами (слоистые силикаты, оксиды/гидроксиды) ГК имеют несколько меньший процент углерода и больший — кислорода и водорода по сравнению с ГК. По содержанию кислотных функциональных групп они ближе ФК почвы. Райс [42] подчеркивает алифатическую природу гуминов, объясняет ее в первую очередь липидной составляющей (а не свойствами связанной ГК).

Не только состав и свойства, но и возраст гуминов являются предметом дискуссий. Но именно возраст отдельных групп ГВ, включая гумин, может приблизить нас к пониманию их природы и взаимосвязей. Данные Чичаговой [28] по радиоуглеродному возрасту различных фракций ГК, ФК и гумина свидетельствуют о большей “молодости” ФК по сравнению с ГК во всех типах почв и непостоянстве возраста гумина. Автор объясняет этот результат наличием в составе гумина разных по возрасту включений не полностью гумифицированных растительных остатков более позднего происхождения или карбонизированных остатков и гумусовых углей более раннего происхождения. Поэтому гумины могут совпадать с ГК по возрасту или быть моложе или древнее их.

Позднее Иванов с соавт. [15] показали, что возраст компонентов гумуса увеличивается в ряду фульвокислоты—гуминовые кислоты—гумин. Этот вывод отчасти свидетельствует о стадийности гумусообразования и возможности взаимопереходов между его компонентами. По мнению других авторов, ГК и ФК представляют собой продукты различных стадий процесса гумификации и могут формироваться независимыми путями [8].

Как следствие из вышесказанного, на настоящее время допускается вероятность существования в природе двух противоположно направленных процессов трансформации ОВ почв: фульвокислоты—гуминовые кислоты—соединения типа гумина, или соединения типа гумина—гуминовые кислоты—фульвокислоты [8].

Существует мнение о гумине как предшественнике гуминовых кислот. Райс [42] рассматривает гумин как первичную и наиболее древнюю

группу ГВ почвы. Кегель-Кнабнер с соавт. [37] пришли к заключению, что гумин в почвах под лесом состоит из слабопреобразованных растительных остатков, а ГК являются продуктом его (гумина) окисления. Изучение подстилок болотных березняков [10] показало, что максимальное содержание фракции гумина приходится на груборазложившуюся и торфянистую подстилки. В сильноразложившейся подстилке доля фракции гумина сокращается с 50 до 43%, а доля гумусовых кислот напротив растет от 41 до 55%. В профилях большинства почвенных типов с глубиной сокращается доля ГК и ФГ и, напротив, увеличивается доля гумина [17]. Алексеева с соавт. [31] показали, что в илстых фракциях, выделенных из копролитов дождевых червей, за две недели накапливается до 40% фракции гумина. При этом содержание фракции ГК уменьшается почти на 70%, а ФК — на 45%. Приведенные сведения говорят в пользу динамичности фракции гумина и почвенного гумуса в целом.

Связь гуминов с минеральной частью почв также не является необратимой и постоянной [14, 23, 25]. Показано, что если остаток почвы после удаления ГК обработать кислотами (H_2SO_4 , HNO_3 , HF), то из него вновь выделяются ГК. Обработка гумина смесью HF и HCl для растворения минеральной составляющей лежит в основе извлечения протокерогена из осадочных пород [42]. Дергачева [8] полагает, что на связь гуминов с минеральной частью почв действуют не только растворители/деагрегаторы, но и изменение термодинамической обстановки в почве. Показано, что смена окислительных условий на восстановительные способствует высвобождению ГК из негидролизуемого остатка (гумина).

Исследователи органического вещества ископаемых почв преимущественно голоцена и плейстоцена отмечают недостаток сведений о содержании и свойствах гумина в палеопочвах и редко касаются вопроса о его судьбе [9, 15, 28, 29].

С целью дальнейшего понимания генетико-временных аспектов функционирования системы гумусовых веществ почв задачами настоящей работы являются: 1) обобщение результатов работ по изучению содержания, структуры и свойств НО в профилях почв разного генезиса; 2) изучение содержания и свойств НО в илстых фракциях (органоминеральных комплексах) зональных почв в сравнении с НО самих этих почв; 3) изучение свойств НО палеопочв разного возраста; 4) оценка влияния минерального состава почв на содержание и свойства НО.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В работе рассматривается несколько групп объектов. Во-первых, обобщены результаты изу-

чения ГВ зональных почв [1, 17, 20, 38]. Во-вторых, обобщены результаты изучения ГВ голоценовых и плейстоценовых палеопочв [9, 11, 12]. Изучены ГВ почв и выделенных из них илстых фракций почв различного генезиса — от полупустынных (плато Устюрт) до субтропических почв Абхазии и КНР, а также ГВ голоценовых палеопочв Волгоградской области [22] и палеопочв палеозоя (верхний девон/нижний карбон) на территории Подмосковского осадочного бассейна [2, 30].

Органическое вещество почв изучено комплексом общепринятых в отечественном почвоведении методов. Содержание в образцах $C_{орг}$ определялось по методу И.В. Тюрина, качественный (фракционный) состав ГВ — по схеме, предложенной В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой (вариант 1968 г.). Нерастворимый при данной схеме анализа остаток ГВ (или гумин по определению авторов методики) являлся препаратом НО для последующего спектроскопического исследования. Элементный состав ГВ определяли на CNS-анализаторе (Elementar Vario EL III).

Структурные особенности органического вещества (в целом) и препаратов НО изучены методом твердофазной ЯМР-спектроскопии на ядрах ^{13}C (Bruker AVANCE-II NMR 400 MHz). Спектры регистрировали с использованием методики переноса поляризации с линейно убывающим импульсом по ядрам 1H во время переноса поляризации [34, 40] и высокомошной развязкой SW-TPPM ($\tau = 8\mu s$, $\phi = 15^\circ$) по протонам во время регистрации спектра [47]. Время контакта составляло 2 мс, время между сканами — 2 с, время 90-градусного импульса по 1H — 2.5 мкс. Положение сигналов на спектрах рассчитывали относительно тетраметилсилана. Для уменьшения помех от парамагнитной фазы, в первую очередь кальцита, изучаемые образцы предварительно трижды обрабатывали 10%-ным раствором HF [46].

Минеральный состав почв и илстой (<2 мкм) фракции изучали методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре ДРОН-3 (CuK_α -излучение, с шагом 0.1° и временем сканирования 10 с). Рентгеновская диагностика глинистых минералов базировалась на результатах общепринятых тестов [21].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

НО почв разного генезиса. Обобщение результатов изучения группового состава гумуса почв разного генезиса, представляющих различные климатические зоны и экосистемы (201 образец) [1, 17, 20, 38, результаты данного исследования], показало, что среднее содержание НО в этих почвах составляет $50 \pm 15\%$. На рис. 1, А приведен график зависимости между содержанием $C_{орг}$ в НО и содержанием $C_{орг}$ в этих почвах. Здесь и да-

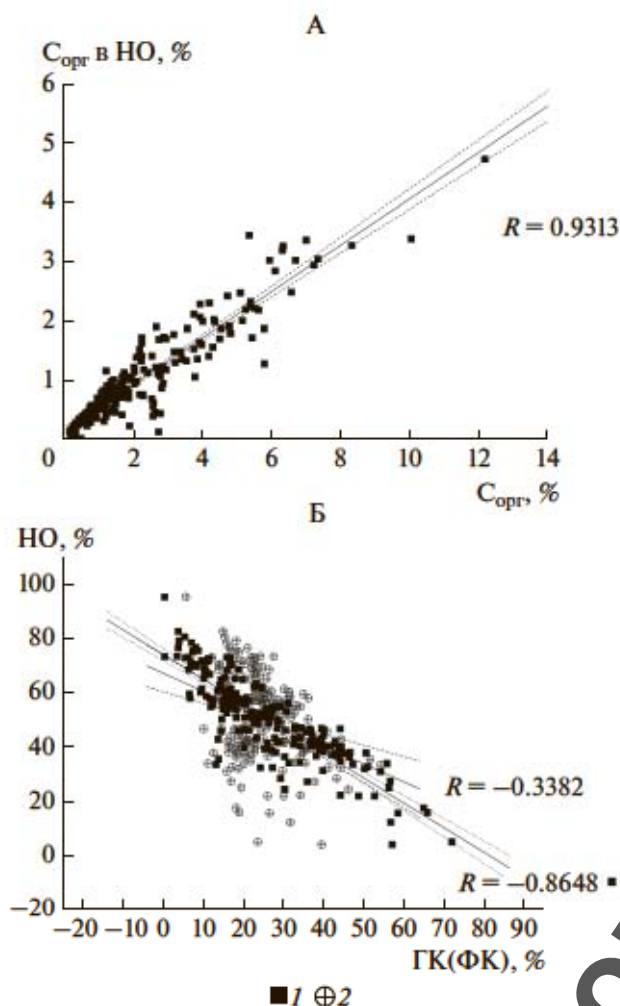


Рис. 1. Зависимости между содержанием $C_{орг}$ в НО и содержанием $C_{орг}$ в почвах разного генезиса (перерасчет данных Кононовой [17] табл. 33–36, 39, 40, 43, 44, 47–51, 53–56, 59–63; Александровой [1] табл. 62, 68, 69, 70; [38]; результаты данного исследования) (А); зависимости между содержанием НО, гуминовых (1) и фульвокислот (2) в профилях почв разного генезиса (данные Кононовой [17] табл. 33–36, 39, 40, 43, 44, 47–51, 53–56, 59–63; Александровой [1] табл. 62, 68, 69, 70; [38]; результаты данного исследования) (Б). Здесь и далее доверительные интервалы рассчитаны для доверительного коэффициента 95%.

лее на графиках нанесены доверительные интервалы для коэффициентов корреляции, рассчитанные для доверительного коэффициента 95%. С большой долей вероятности ($R = 0.93$) можно говорить, что содержание $C_{орг}$ в НО в почве не является случайной величиной, а прямопропорционально содержанию $C_{орг}$ почвенного образца. На рис. 1, Б представлены графики зависимости между содержанием НО и содержаниями ГК и ФК. С большой долей вероятности ($R = -0.86$) можно утверждать, что содержания НО и ГК связаны обратно пропорциональной зависимостью.

При этом зависимости между содержаниями НО и ФК не выявлено ($R = -0.34$).

Свойства органического вещества ряда зональных почв разного генезиса и свойства их НО даны в табл. 1. Изучение органического вещества этих почв методом твердофазной ^{13}C ЯМР-спектроскопии (рис. 2) показало, что НО по сравнению с ОВ почв демонстрируют некоторые специфические особенности спектров, что позволило дать их усредненную характеристику (рис. 3). В качестве основных особенностей спектров препаратов НО можно назвать доминирование алифатической составляющей спектра и обогащенность углеродом *O*-алкилов и ацетальных групп (область спектра 50–110 ppm). Содержание алкилов (область 0–50 ppm), арилов (область 110–160 ppm) и карбоксильных групп (область 160–220 ppm) в составе НО достоверно ниже по сравнению с $C_{орг}$ почв. Обозначенная разница особенно заметна для почв, в составе ОВ которых преобладают гуминовые кислоты, поскольку для фульватного типа гумуса характерна некоторая обогащенность *O*-алкилами, что маскирует вклад этих функциональных групп в составе собственно препаратов НО [32, 39]. *O*-алкильные и ацетальные группы представлены С метоксильных групп лигнина, окисленным С в полисахаридах. Обогащенность препаратов НО этими группами соединений свидетельствует о более низкой степени гумификации в них ОВ и их первичной по отношению к ГК природе. Средняя величина степени гумификации ОВ, определяемая величиной отношения алкилы/*O*-алкилы, составляет для валовых образцов почв 0.74 ± 0.16 против 0.45 ± 0.10 – для НО.

Изучение элементного состава ОВ в препаратах НО обозначенных выше почв показало, что величина C/N для них находится в пределах 10–14 при среднем 12. Обобщение результатов химического состава ГК (410 образцов), ФК (214 образцов) и гуминов (26 образцов) [44] показало близкие величины C/N для ГК и гуминов (16 и 15 соответственно) и 18 для ФК.

НО органо-минеральных комплексов почв. По данным разных источников 50–75% $C_{орг}$ почв тесно связано с минералами с образованием органо-минеральных комплексов [33]. Основными носителями $C_{орг}$ в почвах являются фракции ила и тонкой и средней пыли (<20 мкм). Эта часть $C_{орг}$ формирует стабильный (пассивный пул), где ОВ физически и химически защищено. Он является и самым старым, в котором возраст $C_{орг}$, по данным разных авторов, колеблется от 1000 до 5000 лет [22, 33, 35]. Изучение ОВ ископаемых почв палеозоя показало, что возраст этого пула $C_{орг}$ может достигать 300 млн лет и более [4, 5].

Сравнение свойств $C_{орг}$ в гумусово-аккумулятивных горизонтах ряда почв и их илистых фракциях приведено в табл. 1. Илистые фракции почв

Таблица 1. Характеристика ОВ некоторых зональных почв и их илистых (<2 мкм) фракций

Почва	Ценоз	Тип образца	C _{орг}	%			ГК ФК	13С ЯМР, область спектра, ppm			
				ГК	ФК	НО		0–50	50–110	110–160	160–220
образец/НО											
Слитая, Ростов-на-Дону	Целина	Вал	2.26	16.40	11.50	72.1	1.42	–	–	–	–
Слитая, Ростов-на-Дону	Целина	Ил	1.86	12.94	21.56	65.5	0.60	–	–	–	–
Вергисоль, Овернь	Пашня	Вал	2.35	8.12	20.88	71.0	0.39	27/31	46/36	13/17	14/11
Вергисоль, Овернь	Пашня	Ил	2.13	46.15	38.45	15.4	1.20	31	40	14	16
Чернозем, Ростов-на-Дону	Целина	Вал	2.67	40.26	13.92	45.8	2.89	28/24	39/52	19/14	14/10
Чернозем, Ростов-на-Дону	Целина	Ил	3.42	42.70	37.20	30.1	1.57	32	36	15	17
Серая лесная, Московская обл.	Луг	Вал	1.56	18.79	35.62	45.6	0.53	27/20	29/44	27/16	17/11
Серая лесная, Московская обл.	Луг	Ил	3.84	41.64	37.86	20.26	1.19	30	45	10	15
Краснозем, Абхазия	Лес	Вал	0.87	29.07	29.64	41.1	0.98	22/22	56/53	13/14	9/12
Краснозем, Абхазия	Лес	Ил	1.01	4.93	44.77	50.3	0.11	32	44	10	14
Желтозем, Абхазия	Лес	Вал	1.46	46.22	17.98	35.8	2.57	26/24	43/45	21/23	10/8
Краснозем, Китай	Камфорное дерево	Вал	1.17	30.21	23.98	45.8	2.57	28/29	47/64	15/10	11/7
Желтозем, Китай	Чай	Вал	0.78	39.76	22.47	37.8	1.84	37/30	40/54	12/16	10/7
Желтозем, Китай	Целина	Вал	0.58	30.42	17.09	52.5	1.78	28/25	43/53	18/16	10/11
Бурая полупустынная, Усгурт	Целина	Ил	0.53	0	25	75	0	45/22	23/65	12/17	20/6

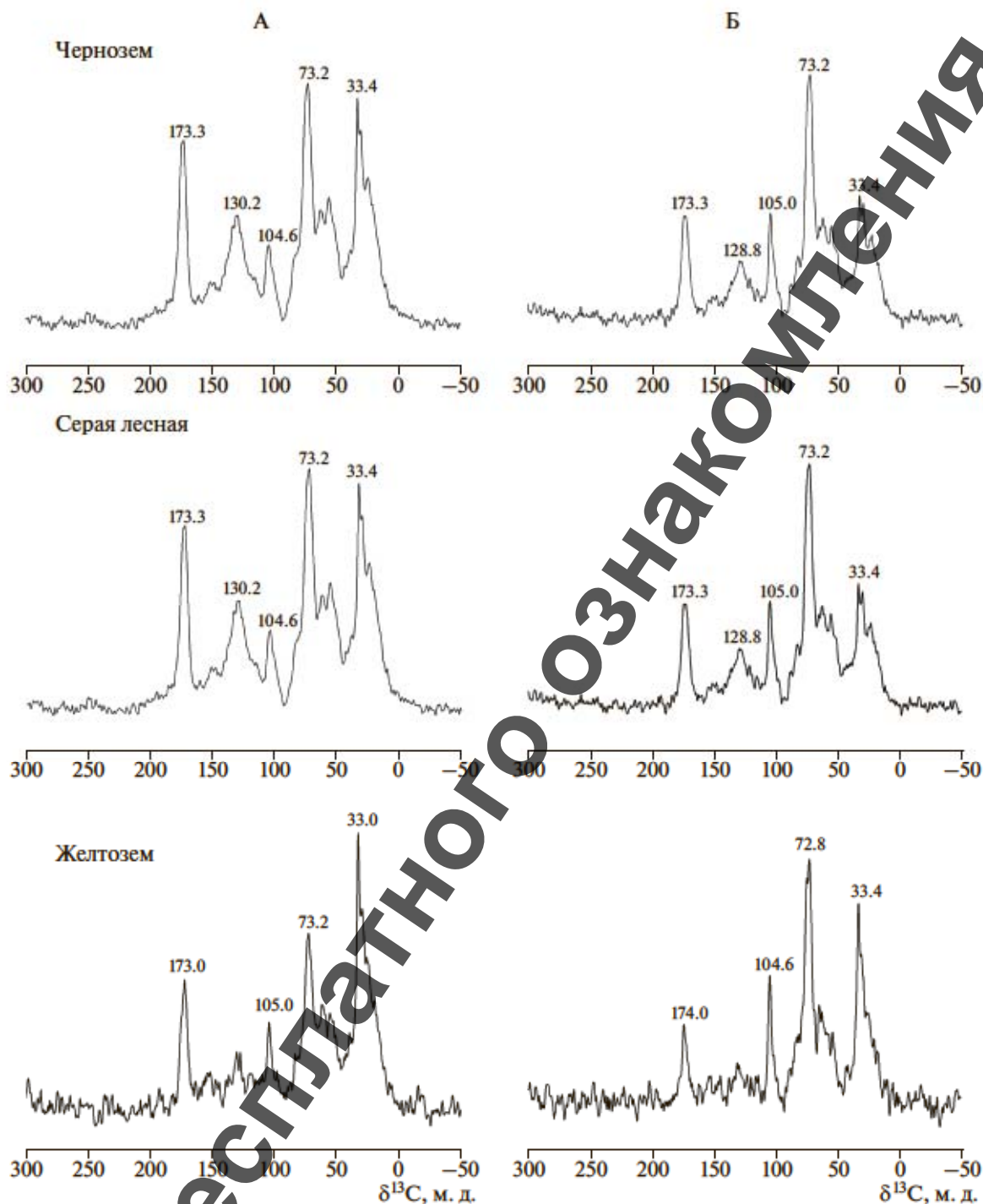


Рис. 2. ^{13}C ЯМР-спектры некоторых зональных почв (А) и препаратов НО (Б) (табл. 1).

могут быть как обогащены $\text{C}_{\text{орг}}$ (чернозем, серая лесная, краснозем), так и обеднены (слитые почвы). При переходе от валовых образцов к илистой фракции изменяется не только содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, но и соотношение ГК/ФК (тип гумуса). Содержание НО в валовых образцах, как правило, выше, чем в илистых фракциях и в среднем составляет $60 \pm 15\%$ против $36 \pm 21\%$ во фракции ила. Полу-

ченный результат находится в соответствии с выводами Кононовой [17] и Кегель-Кнабнер с соавт. [37] о том, что гумины могут содержать значительную примесь неполностью гумифицированных растительных остатков. Илистые фракции почв, как известно, обеднены последними.

На рис. 4, А представлен график зависимости между содержанием НО и содержанием ГК для

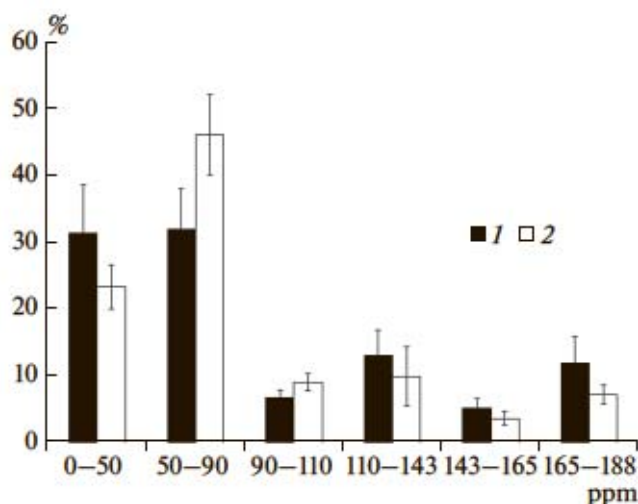


Рис. 3. Результаты ^{13}C ЯМР-спектроскопии валовых образцов почв (1) и препаратов НО (2) (табл. 1).

валовых образцов ряда почв и илистых фракций. С большой вероятностью можно заключить, что в обоих случаях ($R = -0.88$ и $R = -0.90$ соответственно) содержание НО обратно пропорционально содержанию ГК. Зависимости между содержанием НО и содержанием ФК не выявлено (графики не приводятся). На рис. 4, Б представлен график зависимости между содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в НО и $\text{C}_{\text{орг}}$ образца (валового и илистой фракции). Для данной группы почв сохраняется достоверная ($R = 0.92$) зависимость между данными параметрами для валовых образцов. Для илистых фракций такой зависимости не выявлено.

Сравнительное изучение ^{13}C ЯМР-спектров ОВ илистой фракции в целом и его НО проведено на примере бурой полупустынной почвы (плато Устюрт) (рис. 5). Выбор был остановлен на этой почве из-за высокого содержания НО на фоне простого фракционного состава гумуса: присутствуют только ФК (25%) и НО (75%). Данные ^{13}C ЯМР-спектроскопии показали, что $\text{C}_{\text{орг}}$ в обоих случаях имеет алифатическую природу. В составе ОВ илистой фракции доминирует С алкилов (45%), отмечено высокое содержание углерода в составе карбоксильных групп (20%). В НО содержание углерода алкилов уменьшается в 2 раза, а углерода карбоксильных групп — в 3 раза. При этом в 3 раза возрастает содержание О-алкилов (65%), становится заметным вклад углерода ацетальных групп (область спектра 90–110 ppm) (10% по сравнению с 0% — в ОВ или в целом).

НО палеопочв голоцена и плейстоцена. В погребенных почвах в ходе диагенеза имеет место не только снижение содержания гумуса, но и изменение его качественного состава [11, 12, 22, 29]. В условиях дефицита свежих органических остатков быстрее всего происходит разложение легко-

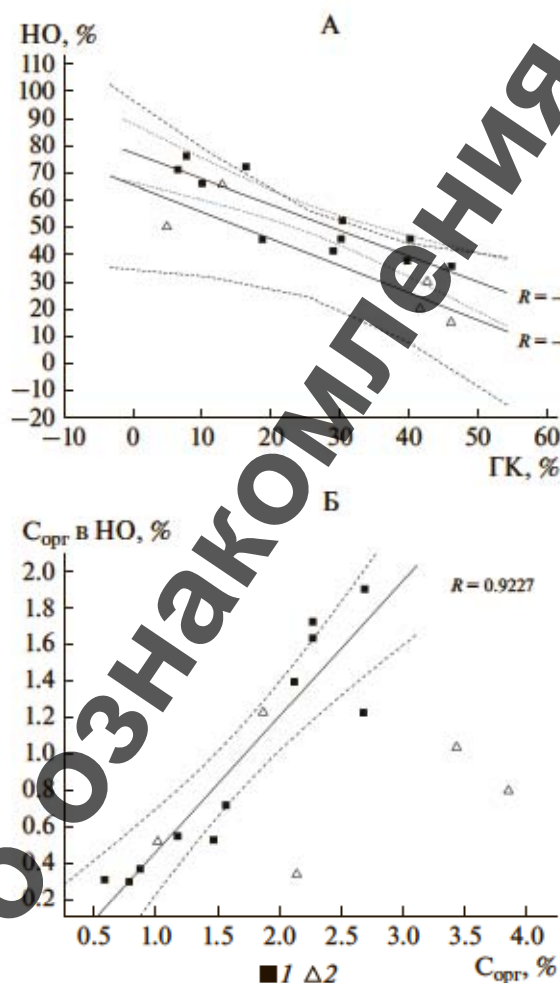


Рис. 4. Зависимости между содержанием НО и гуминовых кислот в валовых почвенных образцах (1) и выделенных из них илистых фракций (2) (А); зависимости между содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в препаратах НО и содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ валовых почвенных образцов (1) и выделенных из них илистых фракций (2) (Б).

гидролизующих веществ — ФК. Гуминовые кислоты, как биотермодинамически более устойчивые, относительно накапливаются, поэтому значения соотношения $\text{C}_{\text{гк}}/\text{C}_{\text{фк}}$ в погребенных почвах, как правило, выше. Обработка данных группового состава гумуса 129 образцов палеопочв голоцена и плейстоцена [9, 11–13] показала, что среднее содержание НО в изученных палеопочвах составляет $54 \pm 21\%$, что сравнимо с его содержанием в современных почвах. Таким образом, можно предположить, что в палеопочвах фракция НО не накапливается, а так же, как и ГК, и ФК подвержена минерализации и/или трансформации. Рассмотрение зависимостей внутри системы ГВ погребенных почв показало, что отклик на диагенез у разных компонентов ГВ разнится. Достаточно достоверно ($R = -0.83$) сохраняется обратно пропорциональная зависимость между содержани-

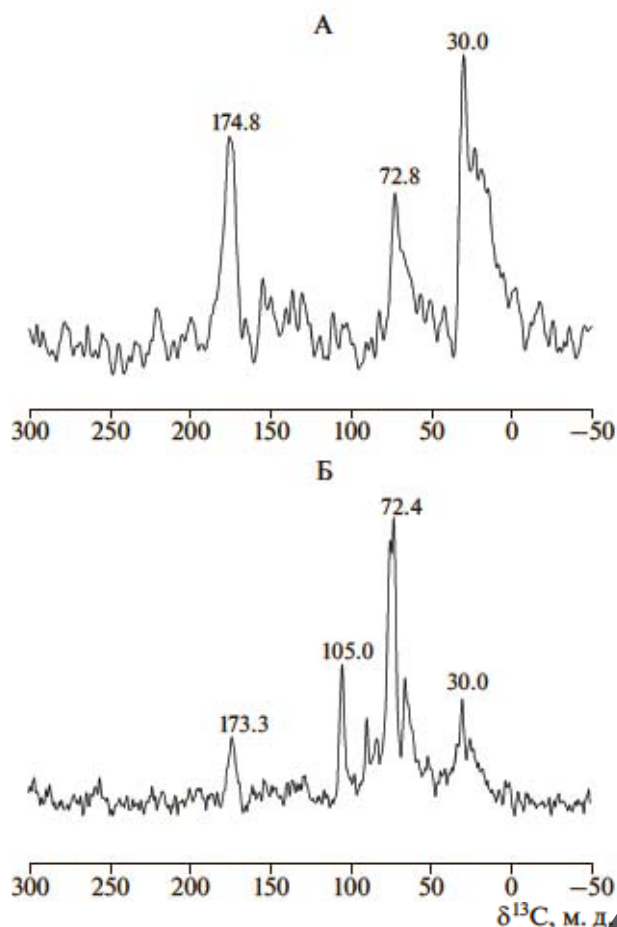


Рис. 5. ^{13}C ЯМР-спектры илистой фракции бурой полупустынной почвы (плато Устюрт) (А) и препарата НО (Б).

ем НО и ГК (рис. 6, А). Для пары НО–ФК зависимость становится существенно более тесной ($R = -0.82$) по сравнению с современными почвами ($R = -0.34$, рис. 1, А), что может говорить о различной устойчивости этих групп ГВ в условиях погребения. Сохраняется прямая зависимость между содержанием в палеопочве $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$ в НО ($R = 0.95$), что сравнимо с современными почвами ($R = 0.93$) (рис. 6, Б и 1, А).

Все вышесказанное указывает на несинхронную (инконгруэнтную) потерю $\text{C}_{\text{орг}}$ разными компонентами ГВ и позволяет заключить, что гумус палеопочв, скорее всего, не сохраняет свой исходный групповой состав (не идентичен таковому дневных почв).

НО ископаемых почв палеозоя. Результаты детального изучения палеопочв палеозоя (девон, нижний и верхний карбон) на территории Подмосковского осадочного бассейна (Московская, Тульская, Калужская области) опубликованы в ряде наших работ [2–5, 30, 36]. В настоящей статье представлены результаты изучения ГВ илистой

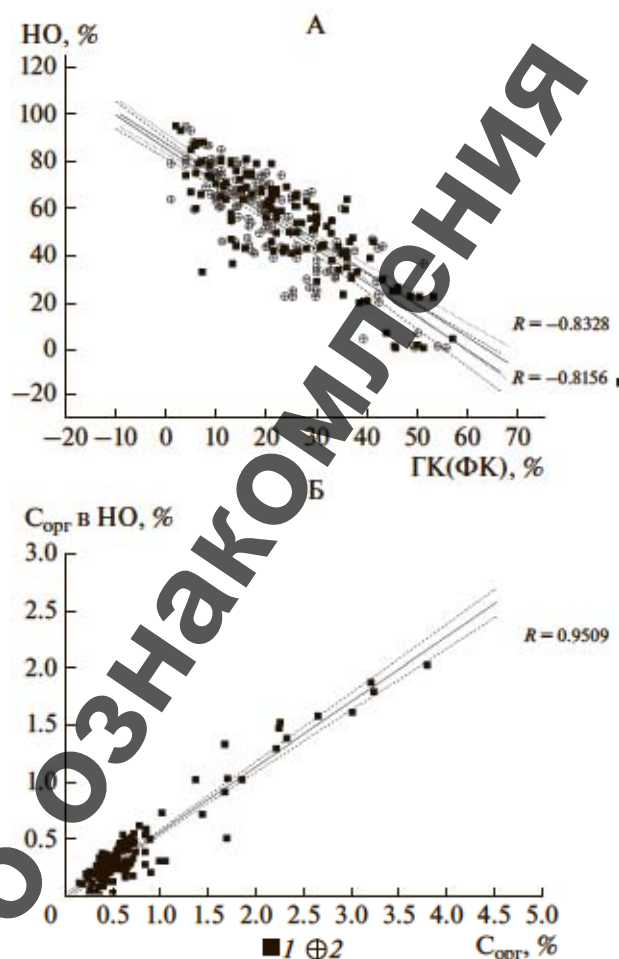


Рис. 6. Зависимости между содержанием НО и гуминовых (1) и фульвокислот (2) в профилях палеопочв плейстоцена и голоцена (данные Дергачевой и Зыкиной [9] табл. 4, 5, 11, 13; Золотаревой и Демкина [11, 12]; результаты данного исследования) (А); зависимости между содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в НО и содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в палеопочвах плейстоцена и голоцена (данные Дергачевой и Зыкиной [9] табл. 4, 5, 11, 13; Золотаревой и Демкина [11, 12]; результаты данного исследования) (Б).

фракции (стабильном пуле $\text{C}_{\text{орг}}$) данных палеопочв как основном их носителе. Табл. 2 содержит следующую информацию о местонахождении карьеров и возрасте палеопочв: 1 – карьер “Колесовский”, Тульская область, хованский горизонт фаменского яруса верхнего девона; 2 – карьер “Малиновка”, Серпуховский район Московской области, граница алексинского и михайловского горизонтов (турнейского/визейского ярусов) нижнего карбона; 3 – карьер “Бронцы” Калужская область, визейский ярус нижнего карбона; 4 – там же, граница алексинского и михайловского горизонтов (турнейского/визейского ярусов) нижнего карбона; 5 – там же, алексинский горизонт турнейского яруса нижнего карбона; 6 – карьер “Полотня-

Таблица 2. Характеристика ОВ ископаемых почв палеозоя (пп), Подмосковский осадочный бассейн

№	Картежный образец	Возраст, пп	C _{орг}	ГК	ФК	НО	ГК ФК	Минералогия	13С ЯМР, область спектра, ppm				
									%	0–50	50–110	110–160	160–220
1	Колесовский, вал	D3	1.85	28.8	16.45	54.8	1.76	См/К	0/7	9/20	79/59	12/14	
2	Малиновка, ил	C1Al-Mh	1.22	30.1	24.57	45.2	1.23	См	6	7	61	26	
3	Бронцы, ил	C1V	2.33	84.9	10.56	4.6	8.04	См	16	13	53	18	
4	Бронцы, ил	C1Al-Mh	1.65	28.9	71.07	0	0.41	См	35	17	36	12	
5	Бронцы, ил	C1Al	5.30	85.8	10.58	3.7	8.11	См/К	22	10	55	13	
6	Полотняный Завод, ил	C1Mh/V	5.54	74.9	25.09	0	2.99	К/Хл	26	9	48	17	
7	Полотняный Завод, ил	C1Mh/V	0.73	39.4	6.13	54.5	6.43	См	43	15	30	10	
8	Полотняный Завод, ил	C1Mh	3.30	43.7	53.85	2.5	0.81	К	12	9	53	26	
9	Горы, ил	C2 Ms	1.06	20.6	37.4	42.0	0.55	Пал	29	27	29	10	
10	Новогуровский, кероген	C1Ser	1.37	6.0	20.0	74.0	0.30	См	33	9	29	29	

Примечание. См – смектит; К – каолинит; Хл – хлорит; Пал – палыгорскит.

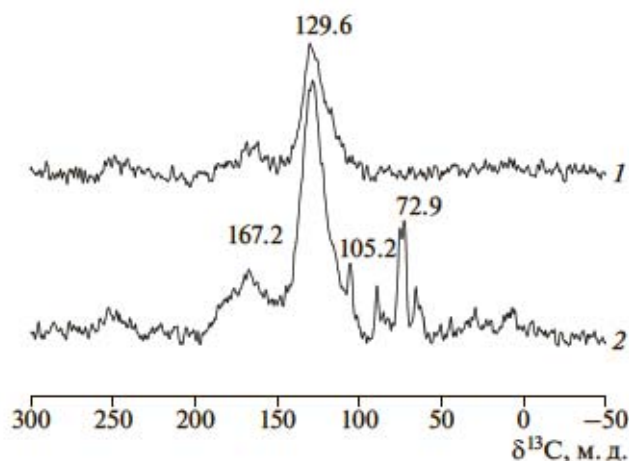


Рис. 7. ^{13}C ЯМР-спектры ископаемой почвы верхнего девона (Колесовский карьер) (1) и препарата НО (2).

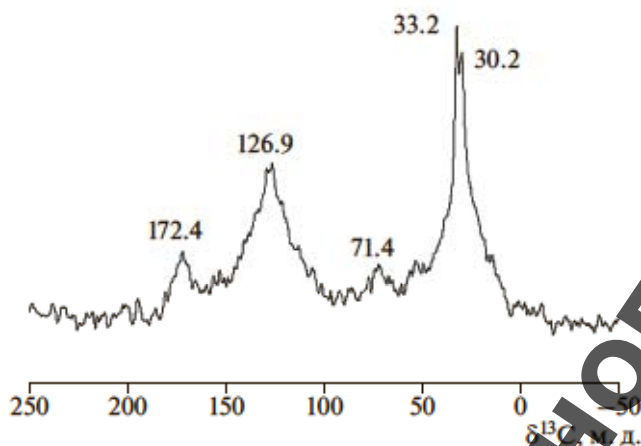


Рис. 8. ^{13}C ЯМР-спектр керогена (стешевский горизонт нижнего карбона, карьер Новогуровский, Московская область).

ный Завод" Калужская область, граница михайловского и веневского горизонтов визейского яруса нижнего карбона; 7 — там же, граница михайловского и веневского горизонтов визейского яруса нижнего карбона, над палеопочвой 6; 8 — там же, михайловский горизонт визейского яруса нижнего карбона; 9 — карьер "Горы", Коломенский район Московской области, московский ярус верхнего карбона; 10 — карьер "Новогуровский", Серпуховский район Московской области, стешевский горизонт серпуховского яруса нижнего карбона.

Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в изученных палеопочвах находится в широких пределах: 0.5–5.5%. Содержание ГК составляет 21–86%, при среднем содержании 48%; содержание ФК: 6–71%, при среднем 30%. Содержание НО также находится в очень широких пределах от 0 до 55%, при среднем

22.5%. Зависимостей между содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$, ГК, ФК и НО не выявлено.

Принимая во внимание обозначенную выше особенность структуры ОВ в НО, а именно алифатическую и лигнин-полисахаридную природу последнего, можно предположить его лабильность в условиях диагенеза. Содержание НО в ископаемых почвах, как и других групп ГВ, скорее всего, обусловлено комплексом факторов, среди которых при условно равном возрасте этих объектов, основными, на наш взгляд, являются окислительно-восстановительные условия захоронения и защитные свойства минеральной матрицы органо-минерального комплекса. За некоторым исключением, минимальное содержание НО отмечается при каолинитом составе ила (0–2.5%). Практически идентичное современным почвам содержание НО может отмечаться при смектитовом и палыгорскитовом составе. При каолинитом составе ила большая часть ископаемого органического вещества представлена углеродом ароматических структур. При палыгорскитовом составе глин выявлена непревзойденная сохранность *O*-алкилов [3, 4].

Результаты сравнительного изучения ОВ ископаемой палеопочвы верхнего девона в карьере "Колесовский" и НО (табл. 2) методом ^{13}C ЯМР-спектроскопии показали, что в обоих случаях $\text{C}_{\text{орг}}$ представлен преимущественно C арилов (ароматических структур) (80 и 60% соответственно) (рис. 7). Вместе с тем в составе НО в 2 раза (20%) возрастает вклад *O*-алкилов, из них 7% — это углерод ацетальных групп. Отмечено также появление алкилов (7%). Таким образом, имеет место лучшая сохранность C алифатических структур, чему может способствовать смектитовый состав минеральной матрицы.

Несколько слов о керогене. По определению термины "гумин" и "кероген" практически идентичны ("полимерные органические материалы, нерастворимые в органических растворителях"). Если термин "гумин" — почвенный, то термином "кероген" обозначают литогенный устойчивый углерод. Он используется преимущественно в нефтяной геологии для описания нерастворимой фракции ОВ осадочных пород. В зависимости от источника ОВ выделяются керогены террагенные (гумусовые) и аквагенные (сапропелевые) [6]. Нами изучен кероген "лобатовых" глин стешевского горизонта серпуховского яруса нижнего карбона из карьера "Новогуровский". Черные монтмориллонитовые глины Стешевского бассейна представляют собой осадки древней дельты [16]. Содержание в них ОС составляет 1.37%. ОВ характеризуется высокой величиной отношения $\text{C}/\text{N} = 30$ и обогащено серой ($S = 0.69\%$). Отличительной особенностью ОВ является практически полное отсутствие ГК (6%) и очень высокое со-

держание негидролизующего остатка — 74%. По этим параметрам кероген принципиально отличается от ОВ ископаемых почв того же возраста. Изучение керогена методом твердофазной ^{13}C ЯМР-спектроскопии показало, что в составе ОВ доминирует углерод алифатических (метиленовых) групп (область спектра 30–33 ppm) (рис. 8). Их преобладание свидетельствует в пользу сапропелевого источника $\text{C}_{\text{орг}}$ [6]. Содержание *O*-алкилов низкое, ацетальные группы не обнаруживаются. Аналогичные ^{13}C ЯМР-спектры получены Бушневым с соавт. [7] для керогенов из сланцев верхнего девона и верхней юры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение результатов изучения группового состава гумуса ~200 почв разного генезиса показало, что $50 \pm 15\%$ от общего содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в этих почвах составляет негидролизующий остаток (гумин). Его содержание в погребенных почвах голоцена и плейстоцена (>100 образцов) сравнимо с современными (фоновыми) почвами: $54 \pm 21\%$, то есть в ходе погребения НО не накапливается. Таким образом, НО не является инертной составляющей гумуса почв, но подвержен минерализации и трансформации, преимущественно с формированием ГК. Косвенным подтверждением этому является существование обратной зависимости между содержанием НО и содержанием ГК (и отсутствием зависимости с содержанием ФК).

Фракция НО в отличие от фракций ГК и ФК менее однородна и объединяет по крайней мере две принципиально различные группы веществ: прочносвязанное ОВ органо-минеральных комплексов (негидролизующее будучи химически связанным) и слабо разложившиеся растительные остатки (полисахариды, целлюлоза и др.) — устойчивые к гидролизу в силу своей природы. Как следствие, содержание НО в природных органо-минеральных комплексах почв, какими являются их илистые фракции, ниже по сравнению с валовыми образцами почв ($36 \pm 21\%$ против $60 \pm 15\%$).

Изучение содержания НО в илистой фракции ископаемых почв палеозоя показало, что оно находится в очень широких пределах: 0–55% от содержания $\text{C}_{\text{орг}}$. Зависимости между содержанием НО и ГК (ФК) не выявлено. При этом зависимость содержания НО в илистых фракциях современных почв с содержанием в иле ГК составляет $R = -0.90$. Полагаем, что как условия захоронения, так и минеральный состав ископаемых почв оказывают влияние на то, в каком количестве и качестве выступает захороненное в них ОВ.

Обобщение данных ^{13}C ЯМР-спектроскопии, полученных для валовых образцов почв различного генезиса и их НО, показало, что последние вне зависимости от типа почвы обогащены *O*-ал-

килами и *C*-ацетальными групп, что свидетельствует об обогащенности препаратов НО растительными остатками. Валовые образцы, напротив, по сравнению с гуминами содержат больше *S*-ароматических структур и *C* карбоксильных групп. Степень гумификации ОВ, определяемая по величине отношения алкилы/*O*-алкилы, существенно ниже для препаратов НО — 0.45 ± 0.10 против 0.74 ± 0.16 для ОВ валовых почв. Эти данные объясняют наличие обратной зависимости между содержанием НО и ГК и прямой зависимости между $\text{C}_{\text{орг}}$ в НО и $\text{C}_{\text{орг}}$ для современных почв, но отсутствие последней для погребенных почв, когда поступления растительных остатков нет, и имеет место несинхронная минерализация отдельных компонентов ОВ, определяемая условиями диагенеза. Как следствие, групповой состав гумуса погребенных почв, скорее всего, отличается от дневных фоновых почв.

Отсутствие достоверных зависимостей между содержанием НО и ФК говорит о существовании более тесных генетических взаимосвязей между НО и ГК, чем между НО и ФК. К аналогичному выводу пришли Райс и Маккарти [44], базируясь на результатах статистической обработки элементного состава большой выборки ГК, ФК и гуминов (более 600).

Изучение керогена из сланцев нижнекарбонного возраста показало принципиальную разницу между данным керогеном и гумином. В составе керогена доминирует углерод алифатических (метиленовых) групп. Содержание *O*-алкилов и арилов низкое, ацетальные группы не обнаруживаются. Полученные данные говорят в пользу сапропелевого источника ОВ в изученном керогене и восстановительных обстановках его формирования.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность сотрудникам химико-аналитического комплекса ИФХиБПП РАН (Пушино), где были получены базовые характеристики изученных объектов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по теме Государственного задания № 0238-2016-0015, при частичной финансовой поддержке Программы Президиума РАН “Эволюция органического мира и планетарных процессов” и грантов РФФИ № 15-54-15015 и 18-04-00800.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980. 288 с.

2. 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 журн. 2016. № 4. С. 5–20.
3. Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н. Фракционирование гуминовых кислот в ходе адсорбции на монтмориллоните и палыгорските // Почвоведение. 2013. № 6. С. 658–671.
4. Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н., Колягин Ю.Г. Фракционирование гуминовых кислот при взаимодействии с глинистыми минералами по данным ^{13}C -ЯМР спектроскопии // ДАН. 2010. Т. 434. № 5. С. 712–717.
5. Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Золотарева Б.Н., Алексеев А.О., Алексеева В.А. Гуминовые вещества в составе палыгорскитового органо-минерального комплекса из ископаемой почвы верхнего карбона южного Подмосковья // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 265–270.
6. Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. Кероген. Методы изучения, геохимическая интерпретация. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2005. 254 с.
7. Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Мокеев М.В., Грибанов А.В. Спектры ЯМР ^{13}C керогена углеродистых толщ и его химическая структура // ДАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 667–670.
8. Дергачева М.И. Система гумусовых веществ почв. Пространственные и временные аспекты. Новосибирск: Наука, 1989. 110 с.
9. Дергачева М.И., Зыкина В.С. Органическое вещество ископаемых почв. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
10. Ефремова Т.Т., Аврова А.Ф., Ефремов С.П., Мелетьева Н.В. Стадийность трансформации вещества подтилок болотных березняков // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1203–1212.
11. Золотарева Б.Н., Демкин В.А. Гумус палеопочв археологических памятников сухих степей Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2013. № 3. С. 291–301.
12. Золотарева Б.Н., Демкин В.А. Изменение гумусного состояния почв сухих степей Приволжской возвышенности за последние 3500 лет // Агрохимия. 2013. № 9. С. 21–32.
13. Золотарева Б.Н., Фоминих Л.А., Холодов А.Л., Ширшова Л.Т. Состав гумуса разновозрастных погребенных почв тундровой зоны // Почвоведение. 2009. № 5. С. 540–550.
14. Зырин Н.Г. Гумин органического вещества // Вестник Моск. ун-та. 1946. № 1. С. 16–20.
15. Иванов И.В., Хохлова О.С., Чичагова О.А. Природный радиоуглерод и особенности гумуса современных и погребенных черноземов // Известия РАН. Сер. Географическая. 2009. № 6. С. 46–58.
16. Кабанов П.Б., Алексеева Т.В., Алексеев А.О. Серпуховский ярус карбона в типовой местности: седиментология, минералогия, геохимия, сопоставление разрезов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 1. С. 18–48.
17. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. Его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 315 с.
18. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 325 с.
19. Перминова И.В. Анализ, классификация и прогноз свойств гумусовых кислот. Дисс. док. хим. н. М., 2000. 359 с.
20. Русанов А.М., Анилова Л.В. Гумусообразование и гумус лесостепных и степных черноземов южного Предуралья // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1184–1191.
21. Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 250 с.
22. Татьяначенко Т.В., Алексеева Т.В., Калинин П.И. Минералогический и химический составы разновозрастных полугуманных палеопочв южных Ергей и их палеоклиматическая интерпретация // Почвоведение. 2013. № 4. С. 379–392.
23. Тюрин И.В., Гуткина Е.Л. Материалы по изучению природы "гуминов" чернозема // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1940. Т. XXIII.
24. Федотов Г.Н., Шоба С.А. О природе гумусовых веществ // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1424–1432.
25. Хан Д.В. К вопросу о методике выделения из подзолистых почв нерастворимой фракции (гумин) // Докл. ВАСХНИЛ. 1945. Вып. 7–8.
26. Холодов В.А., Константинов А.И., Кудрявцев А.В., Перминова И.В. Строение гуминовых кислот почв зонального ряда по данным спектроскопии ЯМР ^{13}C // Почвоведение. 2011. № 9. С. 1064–1073.
27. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Константинов А.И., Перминова И.В. Препаративный выход и свойства гуминовых кислот при последовательных щелочных экстракциях // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1222–1231.
28. Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 159 с.
29. Чуков С.Н. Структурно-функциональные параметры органического вещества почв в условиях антропогенного воздействия. СПб: Из-во СПб. ун-та, 2001. 216 с.
30. 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.
31. Alekseeva T., Besse P., Binet F., Delort A.-M., Forano C., Josselin N., Sancelme M., Tixier C. Effect of earthworm activity (*Aporrectodea giardi*) on atrazine adsorption and biodegradation // Europ. J. Soil Sci. 2006. V. 57. P. 295–307.
32. Alekseeva T., Kolyagin Y., Sancelme M., Besse-Hoggan P. Effect of soil properties on pure and formulated mesotriene adsorption onto vertisol (Limagne plane, Puy-de-Dôme, France) // Chemosphere. 2014. V. 111. P. 177–183.
33. Chilom G., Rice J.A. Organo-clay complexes in soils and sediments // Biophysico-Chemical processes in-

- volving natural nonliving organic matter in environmental systems / Eds. N. Senesi, B. Xing, P.M. Huang. N.Y.: John Wiley and Sons, 2009. P. 111–145.
34. Cook R.L. Coupling NMR to NOM // *Anal. Bioanal. Chem.* 2004. V. 378. P. 1484–1503.
 35. Guggenberger G., Haider K.M. Effect of mineral colloids on biogeochemical cycling of C, N, P and S in Soil // *Interactions between Soil Particles and Microorganisms* / Eds. P.M. Huang, J.-M. Bollag, N. Senesi. N.Y.: John Wiley and Sons, 2002. P. 268–322.
 36. 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.
 37. Kogel-Knabner I., Zech W., Hatcher P.G. Chemical composition of the organic matter in forest soils: The humus layer // *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 1988. V. 151. P. 331–340.
 38. Kohl S., Rice J. The binding of contaminants to humin: A mass Balance // *Chemosphere.* 1998. V. 36. № 2. P. 251–261.
 39. Mahieu N., Powlson D.S., Randall E.W. Statistical analysis of published carbon-13 CPMAS NMR spectra of soil organic matter // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1999. V. 63. P. 307–319.
 40. Metz G., Wu X.L., Smith S.O. Ramped-Amplitude Cross Polarization in Magic-Angle-Spinning NMR // *J. Magn. Reson. Ser. A.* 1994. V. 110. P. 219–227.
 41. Piccolo A. The supramolecular structure of humic substances // *Soil Sci.* 2001. V. 166. № 11. P. 810–832.
 42. Rice J.A. Humin // *Soil Science.* 2001. V. 166. № 1. P. 848–856.
 43. Rice J.A., MacCarthy P. A model of humin // *Environ. Sci. Technol.* 1990. V. 24. № 12. P. 1875–1877.
 44. Rice J.A., MacCarthy P. Statistical evaluation of the chemical composition of humic substances // *Org. Geochem.* 1991. V. 17. № 5. P. 635–648.
 45. Rice J.A., MacCarthy P. Disaggregation and characterization of humin // *The Science of the Total Environment.* 1992. V. 117/118. P. 83–88.
 46. Schmidt M.W.I., Knicker H., Hatcher P.G., Kögel-Knabner I. Improvement of ^{13}C and ^{15}N CPMAS NMR spectra of bulk soils, particle size fractions and organic material by treatment with 10% hydrofluoric acid // *Eur. J. Soil Sci.* 1997. V. 48. P. 319–328.
 47. Thakur R.S., Kumar N.D., Madhu P.K. Swept-frequency two-pulse phase modulation for heteronuclear dipolar decoupling in solid-state NMR // *Chem. Phys. Lett.* 2006. 426. P. 459–463.
 48. Thorn K., Rice J., Wershaw R., MacCarthy P. ^{13}C NMR characterization of humic materials isolated by an MIBK partitioning procedure // *Sci. Total Environ.* 1987. V. 62. P. 185–188.

Restudy of the Nonhydrolyzable Part of Soil Organic Matter

T. V. Alekseeva^{a,*}, B. N. Zolotareva^a, and Yu. G. Kolyagin^b

^a Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Institutskaya ul. 2, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia

^b Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory 1, Moscow, 119991 Russia

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

For the first time, published data on the composition of humus in about 200 modern surface soils of different geneses and more than 100 buried Pleistocene and Holocene paleosols have been collected and analyzed. The content of the nonhydrolyzable part of soil organic matter (NH OM) in the paleosols is comparable with that in the modern soils ($50 \pm 15\%$ and $54 \pm 21\%$, respectively). Thus, NH OM does not accumulate in the buried soils during their diagenesis and is not the inert fraction of the soil organic matter (SOM). The NH OM content in the natural organo-mineral soil complexes—clay fractions of the soils—is lower than that in the whole soil mass. Data on the solid-phase ^{13}C NMR spectroscopy of the whole soil samples and the NH OM indicate that the latter are enriched in O-alkyls, including C of acetal groups. The whole soil mass is richer in C of aromatic structures and carboxyl groups. The degree of organic matter humification estimated from the alkyls/O-alkyls ratio for the NH OM is considerably lower than that for the bulk SOM. The existence of negative correlation between the contents of NH OM and humic acids in the modern soils ($R = -0.86$) and in the buried paleosols ($R = -0.83$) has been shown. The NH OM content in the clay fraction in comparison with the whole soil mass is smaller ($36 \pm 21\%$ and $60 \pm 15\%$, respectively). This reflects the accumulation of weakly decomposed plant residues in this part of the SOM. It is argued that the NH OM is heterogeneous and includes at least two groups of substances: clay-bound OM of organo-mineral complexes (nonhydrolyzable because of strong chemical bonds) and weakly decomposable plant residues resistant towards acid and alkaline hydrolysis. The absence of definite relationships between the contents of NH OM and fulvic acids indicates that genetic links between the NH OM and humic acids are stronger than those between the NH OM and fulvic acids. ^{13}C NMR spectroscopy of kerogen from the Carboniferous shales attests to the principal difference between the NH OM of soils and kerogen, in which C of alkyl groups predominates.

Keywords: fractional composition of humus, paleosols, kerogen, Pleistocene, Holocene, Paleozoic, ^{13}C NMR spectroscopy

УДК 550.423

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ КИТАЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ ГУАНДУН

© 2019 г. А. Н. Злобина^{1,2,*}, Л. П. Рихванов¹, Н. В. Барановская¹, Н. Ванг³, И. М. Фархутдинов²¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия, 634030, Томск, пр. Ленина, 30²Башкирский государственный университет, Россия, 450074, Уфа, ул. Заки Валиди, 32³Китайский геологический университет, Китай, Пекин, 100083, Хайдянь пр., 29

*e-mail: anastasiyazl@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2018 г.

После доработки 17.10.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

Рассматриваются минералого-геохимические особенности почв с повышенной естественной радиоактивностью, распространенных в южно-китайской провинции Гуандун. Впервые изучено распределение урана (U), тория (Th), лантана (La), церия (Ce), неодима (Nd), самария (Sm), европия (Eu), тербия (Tb), иттербия (Yb) и лютеция (Lu) по профилю ферралитных почв (Ferralsols) с использованием широкого комплекса методов исследования. Методом нейтронно-активационного анализа выявлены повышенные концентрации радиоактивных и некоторых редкоземельных элементов. На основе данных электронной микроскопии, осевой радиографии, рентгенофазового анализа определены формы нахождения элементов. Установлена связь гранулометрического состава почв и концентрации элементов по фракциям. Исследован минералогический состав почв, определены минералы-концентраторы радиоактивных и редкоземельных элементов: монацит, циркон, ксенотим, торит и редкоземельная цериевая фаза с торием. Отмечена высокая концентрация Th в почве, значительная часть которого мигрирует с разрушенным материалом щелочных ториевых гранитов — тонкодисперсными твердыми частицами с примесью акцессорных минералов. Показано, что аномальный уровень U, Th, Ce, La в исследуемой почве обусловлен в первую очередь высоким содержанием этих элементов в почвообразующих породах. Выявлена зависимость повышения активностей радона за счет высвобождения урана из структурных решеток минералов и перехода в другие формы (например, сорбированные). Отмечено возможное влияние высокой концентрации радионуклидов в горных породах, почвах, грунтовых водах, повышенных активностей радона на развитие злокачественных новообразований у населения. Всемирной организацией здравоохранения зафиксировано, что в провинции Гуандун наблюдается самый высокий в мире показатель заболеваемости раком носоглотки.

Ключевые слова: ферралитные почвы, Ferralsols, почвенный профиль, уран, торий, канцерогенность

DOI: 10.1134/S0032180X19060133

ВВЕДЕНИЕ

Вопросу изучения распределения и уровней накопления естественных радиоактивных и редкоземельных элементов (ЕРЭ и РЗЭ) в различных компонентах природной среды, в том числе почвах, уделяется большое внимание [2–5, 9, 18, 20].

Актуальность проблемы повышенных концентраций ЕРЭ и РЗЭ в почве обусловлена их участием в обмене веществ компонентов биогеоценоза, включением в трофические цепи и влиянием на состояние здоровья животных и человека [1, 12]. Кроме того, имеют значение повышенные эманиации продукта распада U — радиоактивного газа радона (Rn), негативные эффекты которого доказаны многими исследователями в области радиоэкологии [6, 15]. Так, по данным Wang концентрации газа достигают 461 кБк/м³ для ²²⁰Rn и 1199 кБк/м³

для ²²²Rn в почвенном воздухе в пределах г. Чжухай (провинция Гуандун, Китай) [34]. Активность Rn в воздухе помещений варьирует от 18 до 960 кБк/м³, авторы [23] объясняют повышенные концентрации газа внутри помещений: эманиациями Rn из почвы, использованием подземных радиоактивных вод в быту и строительстве из местных материалов, обогащенных U и Th.

На основе данных Wang был рассчитан показатель плотности потока радона в районе г. Чжухай, средний уровень которого составил 73 ± 10 мБк/(м² с), однако в некоторых районах плотность потока радона достигает $620 \pm \pm 76$ мБк/(м² с). При этом среднее значение поглощенной дозы составляет 178.2 нГр/ч [33], что превышает рекомендуемое среднее значение 80 нГр/ч по UNSCEAR (1993) [32].

Согласно эпидемиологическим данным, в районах с повышенным уровнем радиоактивности возрастает риск развития рака легких, носоглотки, лейкемии (особенно детской), саркомы костей, рассеянного склероза и др. [22, 25]. Исследования Bolviken показали отчетливую связь распространенности рака носоглотки с повышенным содержанием радионуклидов в почвах южных провинций Китая [22]. По данным Всемирной организации здравоохранения, провинция Гуандун (южный Китай) занимает первое место в мире по смертности от рака носоглотки, заболеваемость которым здесь колеблется от 11 до 25 случаев на 100000 населения, в то время как в мире не превышает 2–4 на 100000 жителей [25, 29].

Цель работы — исследование распределения ЕРЭ и РЗЭ в китайской провинции Гуандун в зависимости от процессов выветривания пород и почвообразования, что представляет как теоретический, так и практический интерес. Впервые детально изучено содержания ЕРЭ и РЗЭ, характер их распределения по профилю ферралитных автотонных почв провинции Гуандун (Китай).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Анализировали пробы почвы, предоставленные профессором Китайского геологического университета Нанпинг Ванг в 2011 г. Точки отбора определяли ранее проведенными исследованиями ученых из Китайского геологического университета и располагались в 20 км северо-западнее г. Чжухай (провинция Гуандун, Китай). Некоторые данные анализа почв представлены ранее [10, 30].

Для более детального исследования сотрудники Кафедры геоэкологии и геохимии НИИ ТПУ (г. Томск) с коллегами из Китайского геологического университета (г. Пекин, China University of Geosciences) в мае 2015 г. изучили профиль почв по генетическим горизонтам и произвели отбор проб почв для дальнейших анализов. Отбор проб природных сред осуществляли в соответствии с ГОСТ 17.4.1.03-83 — Почвы. Общие требования к отбору проб.

Опробование почвенного разреза проводили по генетическим горизонтам (A0sm, A1pl, ABpl, B1fl, B2fl, BCsk, C в интервалах 0–3, 3–13, 13–31, 31–61, 61–93, 93–120, 120–150 см соответственно). Образцы почв массой не менее 0.2 кг каждый отбирали с зачищенной описанной стенки разреза из середины или нескольких мест генетических горизонтов и с поверхности разреза. Профиль ферралитных почв с преобладанием каолинита и оксидов Fe и Al (Mollic Plinthic Ferralsols) состоит из следующих горизонтов (рис. 1): A0sm — someimollic, имеющий маломощный горизонт mollic — верхний горизонт, состоящий преимущественно из минерального материала с примесью гумуса, A1pl — plinthic представляет собой подповерх-

ностный горизонт, содержащий много оксидов Fe, мало гумуса. Глинистые минералы представлены каолинитом и другими продуктами интенсивного выветривания. Затем переходная зона ABpl с содержанием оксидов железа, глинистых минералов, далее очень мощный горизонт ferralic (B1fl, B2fl), являющийся результатом продолжительного и интенсивного выветривания, вследствие чего в составе глинистой фракции преобладает каолинит, а также минералы оксидов Fe, Al, Mn и Ti. В пылеватых и песчаных фракциях отмечается заметное остаточное накопление кварца. Далее наблюдается переходная пестроцветная (пятнистая) зона интенсивного выветривания (BCsk) — skeletal, содержащий ≥40% (по объему) крупных обломков, которые еще сохранили свою форму и структуру, но уже совершенно мягкие и преобразованные в минералогическом отношении [14]. Ниже лежит рухляк выветривания горной породы (C).

На данных ферралитных почвах произрастают дождевые тропические леса, для которых характерны вечнозеленые виды древесных пород.

Непосредственно в полевых условиях по всему разрезу и в точках отбора проб проводили гамма-спектрометрический анализ.

Дальнейшее изучение почв проводили на базе кафедры ГЭГХ НИ ТПУ с использованием методов: инструментального нейтронно-активационного, гранулометрического, рентгенофазового анализа, осколочной радиографии, а также анализа фракций почв с применением оптической (бинокулярный микроскоп) и электронной микроскопии (электронный микроскоп Hitachi S-3400N с энергодисперсионной приставкой).

Инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА) выполняли в аккредитованной ядерно-геохимической лаборатории (аналитик А.Ф. Судыко) ТПУ по аттестованным методикам, определяли содержание 27 элементов. Подготовка проб для ИНАА заключалась в просушивании почвы при комнатной температуре, последующем истирании в агатовой ступке до пудры для упаковки по 100 мг в алюминиевую фольгу. Пределы обнаружения элементов методом ИНАА приведены в табл. 1 [17].

Гамма-спектрометрический анализ проводили с помощью прибора Gamma-Rad (гамма-спектрометра) со сцинтилляционным блоком детектирования на основе кристалла йодистого натрия NaI(Tl) размером 76 × 76 мм. Диапазон регистрируемых прибором энергий составляет от 10 до 3000 кэВ, допустимая относительная погрешность измерений активности пробы ±7%. При выполнении измерений соблюдали рабочие условия эксплуатации: температура окружающего воздуха от +10 до +35°C; относительная влажность окружающего воздуха 75% при +30°C; атмосферное давление от 84.0 до 106.7 кПа [11]. В

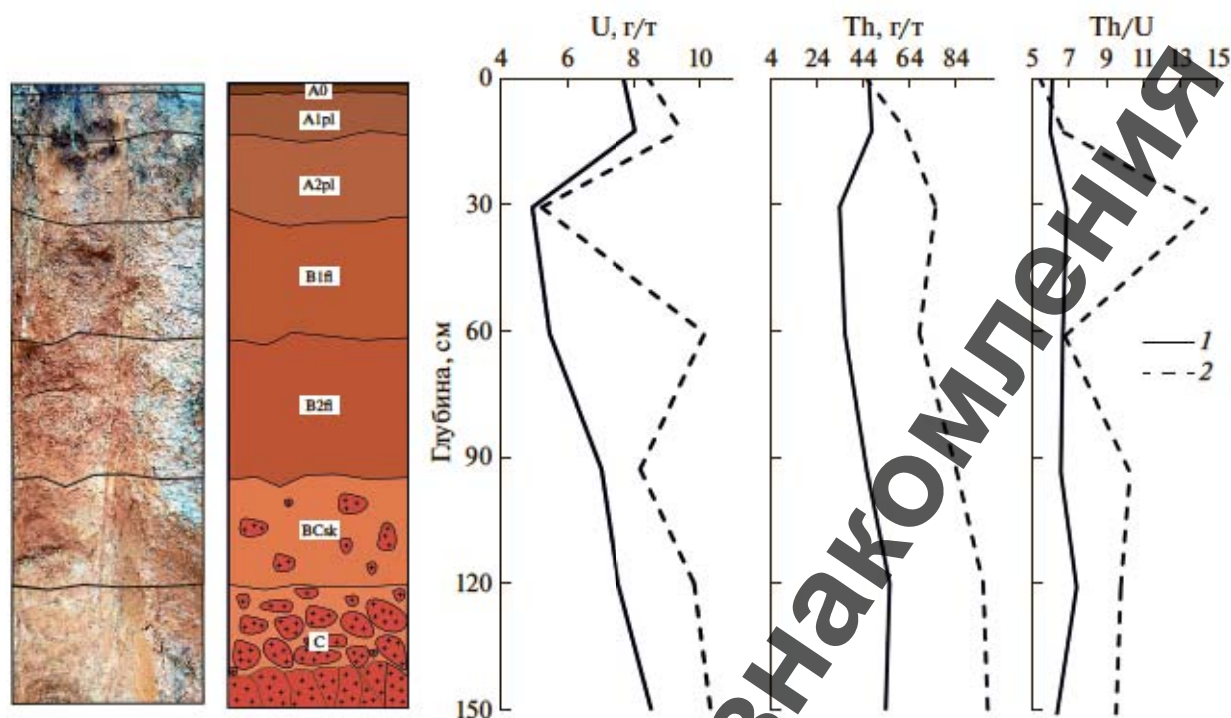


Рис. 1. Почвенный профиль в провинции Гуандун и распределение U, Th, Th/U по данным инструментального нейтронно-активационного анализа (1) и полевой гамма-спектрометрии (2).

случае расхождения значений, метод дает представление о нарушении радиоактивного равновесия между членами рядов распада радионуклидов. Степень неравновесности определяется по соотношению активностей дочернего и материнского радионуклидов (например, радиоактивное равновесие наблюдается при равных активностях всех членов рядов, то есть $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U} = 1$).

Различие в концентрации и профильном распределении для радионуклидов при определении их гамма-спектрометрии и ИНАА связаны с разными метрологическими параметрами методов.

Предел обнаружения Th в гамма-спектрометрическом методе составляет 4×10^{-5} мас. %, U — 2×10^{-5} мас. %, в ИНАА для Th и U значения совпадают — 1×10^{-5} мас. %. Воспроизводимость (степень близости друг к другу результатов) в гамма-спектрометрии для Th и U варьирует в пределах 10–15 отн. %, в ИНАА — 5–10 отн. %. В связи с приведенными метрологическими параметрами ИНАА является более точным методом определения. При анализе гамма-спектрометрическим методом охватывается значительный объем породы (до 1.5 м^3), поэтому значения Th и U могут быть выше, чем при исследовании методом ИНАА, характеризующим точечную пробу.

Осколочная радиография (f -радиография) позволяет определить количественное содержание делящихся радионуклидов, их пространственное распределение, а также формы нахождения в ис-

следуемом объекте. В основу метода положена реакция деления ядер атомов некоторых делящихся элементов (^{235}U и др.) под действием тепловых нейтронов и регистрация осколков деления на детекторе. В качестве детектора использовали натуральную слюду — флогопит, фиксирующую следы от осколков деления (треки), которые можно наблюдать при электронной и оптической микро-

Таблица 1. Пределы обнаружения содержаний элементов в различных объектах (горная порода, почва, растительность и др.) методом инструментального нейтронно-активационного анализа

Элемент	Предел обнаружения, г/т	Элемент	Предел обнаружения, г/т
Na	10	Zn	10
Ca	300	Ta	0.01
Fe	100	Sc	0.02
As	0.3	Tb	0.005
Co	0.1	Sm	0.01
Cr	0.2	Eu	0.004
Sb	0.05	La	0.01
Ba	10	Ce	0.06
Br	1	Yb	0.009
Rb	0.5	Lu	0.001
Cs	0.01	Th	0.01
Sr	100	U	0.06
Hf	0.009	Au	0.005
		Ag	0.3

скопии. Количество треков было пропорционально содержанию радионуклидов в данной точке исследуемого образца [16].

Рентгенофазовый анализ проводили для определения минерального состава почв с помощью установки D2 Phase⁺ компании Bruker. Образцом почвы, измельченным до пудры в ступке, заполняли кювету из кварцевого стекла. Согласно рекомендациям применяли следующие параметры съемки: анод — Cu (медь), напряжение рентгеновской трубки — 30 кВ, ток — 10 мА. Углы съемки 2 θ при валовом анализе состава пробы составляли от 5° до 100°, вращение — 10 об./мин, выдержка — 1.5 с в точке, шаг — 0.02°. Для расшифровки рентгенограмм применяли программный пакет Eva на основе баз данных рентгеновской порошковой дифрактометрии PDF2 Международного центра дифракционных данных (ICDD, Denver, USA).

Для корреляционного анализа использовали программу StatSoft® Statistica 10.0.1011.0 и методы статистического анализа, на основе которых он разработан. Коэффициент корреляции Пирсона предназначен для описания линейной связи количественных признаков, он может принимать значения от -1 до +1. Чем ближе значение коэффициента к +1 или -1, тем сильнее корреляционная связь.

Поток плотности радона рассчитывали с использованием методических указаний МУ 2.6.1.2398-08 "Радиационный контроль и санитарно-эпидемиологическая оценка земельных участков под строительство жилых домов, зданий и сооружений общественного и производственного назначения в части обеспечения радиационной безопасности".

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее выполненные исследования образцов почв без привязки к разрезу показали, что по ряду признаков (низкое содержание Ca — 0.22%, Na — 0.04%, оксидов Fe — 3.63%, щелочных элементов — 1.34%, из них 1.3% приходится на K₂O, C_{орг} — 0.14%, преобладание в минеральном составе каолинита, присутствие гиббита, хлорита, гематита, иллит-хлорита, реликтов (неизмененных остатков первичных минералов): калиево-полевых шпатов и кварца, отношение SiO₂/Al₂O₃, составившее в глинистой фракции (1.5) данную почву можно отнести к ферралитным дифференцированным почвам (Ferralsols — по мировой реферативной базе почвенных ресурсов IUSS Working Group WRB, 2014), сформированным в условиях гумидного тропического климата [14].

Некоторые из перечисленных особенностей, а также результаты дальнейшего исследования профиля почвы по генетическим горизонтам (постепенные переходы между горизонтами, красно-желтая окраска, высокое содержание ЕРЭ и РЗЭ,

остаточная аккумуляция в почвенном материале кварца, калиево-полевых шпатов, каолинита, оксидов, гидроксидов Fe и Al, а также аксессуарных минералов) позволили предположить, что исходным субстратом для формирования почв были щелочные ториевые граниты.

Как известно, состав и характер горных пород имеет большое значение в развитии автохтонных почв. Наследование почвой состава материнских пород является одним из основных условий ее обогащения различными элементами, в том числе радиоактивными и редкоземельными.

Результаты исследования образцов гранитов из провинции Гуандун с помощью ИНАА показывают высокое содержание Th, особенно в первичных гранитах — 100 г/т. В выветрелых гранитах концентрация элемента снижается до 50.4 г/т. Аналогичную тенденцию к уменьшению концентраций в продуктах выветривания имеет U (в первичных гранитах его содержание достигает 26.1 г/т, в выветрелых — 12.4 г/т). В породах также наблюдаются высокие концентрации РЗЭ, особенно La, Ce, Nd и Sm (табл. 2). Повышенное содержание ЕРЭ и РЗЭ в гранитах обуславливает формирование положительных аномалий этих элементов в почвах.

Максимум накопления Th в профиле почв приходится на гор. BCsk: по данным ИНАА — 55.3 г/т, по данным гамма-спектрометрии — 85 г/т (рис. 1). U также имеет сравнительно высокие концентрации — до 8.5 г/т по данным ИНАА, и 10 г/т по данным гамма-спектрометрии.

Результаты исследования выявили повышенное содержание Ce, Yb, Ta, Th, U относительно кларка ноосферы [7], почв мира по Боуэну [21] и почв Китая [24]. Вместе с тем отношение (La + Ce)/(Yb + Lu) не превышает аналогичный показатель кларковых значений.

При естественном содержании, унаследованном от почвообразующих пород, профильная дифференциация ЕРЭ и РЗЭ зависит от генетических особенностей почв. На рассматриваемой территории автохтонные ферралитные почвы формируются в условиях свободного дренажа и интенсивно промывного водного режима при свободном оттоке растворимых продуктов выветривания в гумидном тропическом климате [14]. По ряду вышеприведенных факторов исследуемые почвы провинции Гуандун можно отнести также к атмосферным почвам, в которых под влиянием атмосферной влаги и ее постоянных нисходящих потоков наблюдается перемещение элементов сверху вниз, увеличение концентраций актиноидов и лантаноидов с глубиной от переходного гор. ABpl до зоны интенсивного выветривания BCsk (рис. 2).

В связи с изменением интенсивности почвообразующих процессов в иллювиальных горизонтах, характеризующихся сменой окислительно-восстановительной обстановки, химические элементы распределяются дифференцированно в зависимо-

Таблица 2. Содержание редкоземельных и радиоактивных элементов в пробах почвы и гранитов провинции Гуандун по результатам инструментального нейтронно-активационного анализа, г/т

Горизонт	Глубина, см	Na, %	Ca, %	Sc	Cr	Fe, %	Co	As	Br	Rb	Sb	Cs	Ba	La
A0sm	0–3	0.01	0.3	5.6	22.9	2.1	1.6	5.6	2.2	21.9	1.3	2.5	48.6	9.4
A1pl	3–13	0.01	0.3	5.8	21.1	2.0	1.5	5.0	5.3	22.5	1.5	2.8	35.4	9.6
ABpl	13–31	0.02	0.2	4.1	17.1	1.5	1.1	4.3	1.4	17.3	0.9	1.7	42.9	6.1
B1fl	31–61	0.01	0.2	4.6	17.2	1.6	1.1	5.8	1.4	13.6	0.9	1.8	74.2	6.2
B2fl	61–93	0.01	0.2	5.3	15.7	1.7	1.2	5.6	0.5	19.9	0.9	1.9	45.1	8.0
BCsk	93–120	0.01	0.3	6.4	15.8	2.0	1.6	4.8	0.5	23.8	0.6	2.1	43.1	10.3
C	120–150	0.01	0.3	6.0	15.3	1.9	1.5	3.3	0.3	24.5	0.8	1.7	45.3	8.4
Выветрелые граниты	250–500	1.3	0.7	6.4	84.9	2.8	2.3	4.90	5.78	284.4	8.3	4.0	1209	42.5
Граниты	500–1000	2.6	0.9	3.4	54.3	1.4	3.4	1	0.5	373.9	1.1	12.1	342	93.8
Среднее 7 проб почв		0.01	0.3	5.4	17.9	1.8	1.4	4.9	1.7	20.5	1.0	2.1	47.4	8.3
Кларк ноосферы*		1.9	1.6	7	50	2.2	22	3	26	96	0.25	5.9	36	12
Почвы мира**		—	—	—	100	3.8	8	—	5	100	—	6	500	40
Почвы Китая***		1	1.5	11.1	61	3	13	11	5.3	11	1.2	8.2	469	40
		Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Th/U	(La + Ce) (Yb + Lu)
A0sm	0–3	50.0	6.0	1.0	0.1	0.4	4.4	0.5	7.0	4.2	46.2	7.7	6.0	12.0
A1pl	3–13	51.1	2.1	1.0	0.1	0.4	4.2	0.5	5.5	4.7	47.6	8.1	5.9	13.0
ABpl	13–31	44.6	4.6	0.6	0.1	0.2	2.9	0.3	4.1	2.5	33.7	5.0	6.8	15.5
B1fl	31–61	44.7	4.4	0.6	0.1	0.3	3.0	0.3	4.3	2.8	35.8	5.5	6.6	15.5
B2fl	61–93	56.9	0.5	0.8	0.0	0.4	3.9	0.5	5.9	4.1	45.3	7.0	6.5	15.0
BCsk	93–120	70.6	4.4	1.1	0.1	0.6	5.4	0.7	7.6	5.2	55.3	7.5	7.3	13.2
C	120–150	62.9	4.3	0.9	0.1	0.5	5.3	0.7	6.3	5.3	53.4	8.5	6.2	12.0
Выветрелые граниты	250–500	154.6	33.0	6.2	0.5	1.5	9.8	1.3	25.3	4.7	50.4	12.4	4.1	17.6
Граниты	500–1000	123.7	80.2	14.6	1.6	2.8	16.2	2.5	17.5	7.3	100	26.1	3.8	11.6
Среднее 7 проб почв		54.4	3.8	0.9	0.1	0.4	4.1	0.5	5.8	4.1	45.3	7.0	6.5	13.5
Кларк ноосферы*		32	16	4.5	0.6	0.6	1.9	0.45	2.5	1.9	7.6	1.9	4	18.7
Почвы мира**		50	—	4.5	1	0.7	3	0.4	6	—	5	1	5	26
Почвы Китая***		68	26	5.2	—	0.6	2.4	0.4	7.7	1	14	3	4.7	38.6

* Геохимический кларк ноосферы [7].

** Почвы мира, 1966 г. [21].

*** Почвы Китая, 1991 г. [24].

сти от своих геохимических особенностей. В зоне дезинтеграции (гор. C) наблюдается уменьшение концентрации La, Ce, Sm, Tb, Yb, Lu, происходит вынос подвижных частей элементов.

Большое значение в процессах химического выветривания имеют органические кислоты, активно способствующие разложению минералов. Процессы химического выветривания протекают ниже почвенного слоя, просачиваясь через который воды, обогащаются органическими соединениями. Одним из необходимых условий глубоко химического выветривания является климат, который в данном регионе отличается сочетанием высоких температур и влажности (гумидный тропический). Анализ глинистой (частицы <10 мкм) части почвы показал присутствие оксидов Si и Al — 81.45%, с отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равным 1.5. Тогда как содержание оксидов Fe составило 3.63%. Концентрация щелоч-

ных элементов низкая — 1.34%, из них 1.3% приходится на K_2O (табл. 3).

Распределение U по профилю почвы свидетельствует о высокой подвижности элемента в иллювиальных и элювиальных горизонтах. Наблюдается аккумуляция U в гор. A1pl, затем значительный вынос в гор. ABpl и интенсивное накопление из почвенных растворов в нижележащих гор. B1fl и B2fl, связанное с повышенным увлажнением, свободным дренажем вод и нисходящей миграцией почвенных растворов.

В окислительных условиях U находится преимущественно в форме U(VI) в виде ионов уранила, которые характеризуются относительно высокой миграционной способностью, поэтому в окислительной обстановке U легко вымывается. Органические (гумусовые) лиганды способствуют растворению U(IV) даже в восстановительной обстановке, при этом гуминовые кислоты более

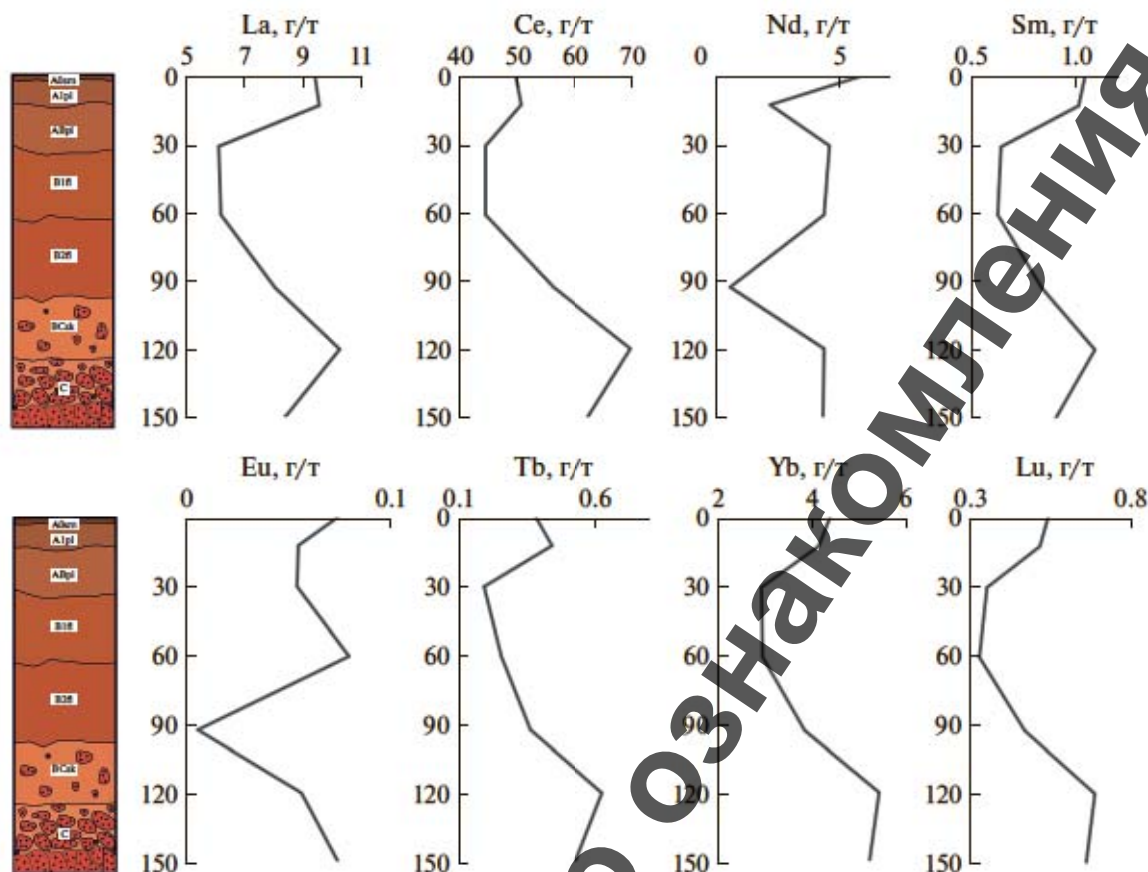


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в профиле почв провинции Гуандун по данным инструментального нейтронно-активационного анализа.

активны, чем фульвокислоты [28]. Вероятно также, что пониженное содержание U в верхних прикорневых горизонтах (ABpl) связано с его более высоким, чем у Th, биологическим поглощением.

По данным Титаевой [19], геохимическое поведение U в условиях гипергенеза в значительной степени определяется окислительно-восстановительными реакциями, в которых ведущую роль играют органические вещества и Fe.

Следует отметить тенденцию к накоплению U в горизонтах ближе к почвообразующим горным породам (BCsk, C), где его концентрация максимальна — 8.5 г/т. Среднее содержание элемента по профилю почвы — 7 г/т, что превышает среднее содержание U в почвах мира по Боуэну в 7 раз, почв Китая — более чем в 2 раза [21, 24]. Вероятно, U, сконцентрированный в минералах, входящих в состав гранитов, переходит в раствор с последующей сорбцией его тонкодисперсными глинами. Это предположение подтверждается результата-

ми рентгенофазового анализа и данными осколочной радиографии (рис. 4).

Известно, что на территории южного Китая широко распространены месторождения ЕРЭ и РЗЭ ионно-сорбционного типа, генетически связанные с образованием кор выветривания по высокорadioактивным щелочным гранитам [26, 27]. Этот специфический тип руд в России отсутствует.

Th является менее активным мигрантом, чем U, и по результатам исследования значительная его часть мигрирует с обломочным материалом и взвешями в процессе выветривания горных пород и почвообразования. Распределение Th по почвенному профилю дифференцировано слабее. Вместе с тем отмечается тенденция к накоплению Th в гор. B1fl, B2fl, BCsk и C, где концентрация его достигает 55.3 г/т, что значительно выше кларка ноосферы, в 10 раз больше, чем в почвах мира и в 3 раза выше средних значений почв Китая [7, 21, 24].

Таблица 3. Результаты химического анализа почвы, %

Соединение	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	BaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	LiO
Содержание	0.04	0.2	31.7	49.7	0.02	1.3	0.18	0.38	0.02	3.63	0.01	0.008	0.006	0.005	12.9

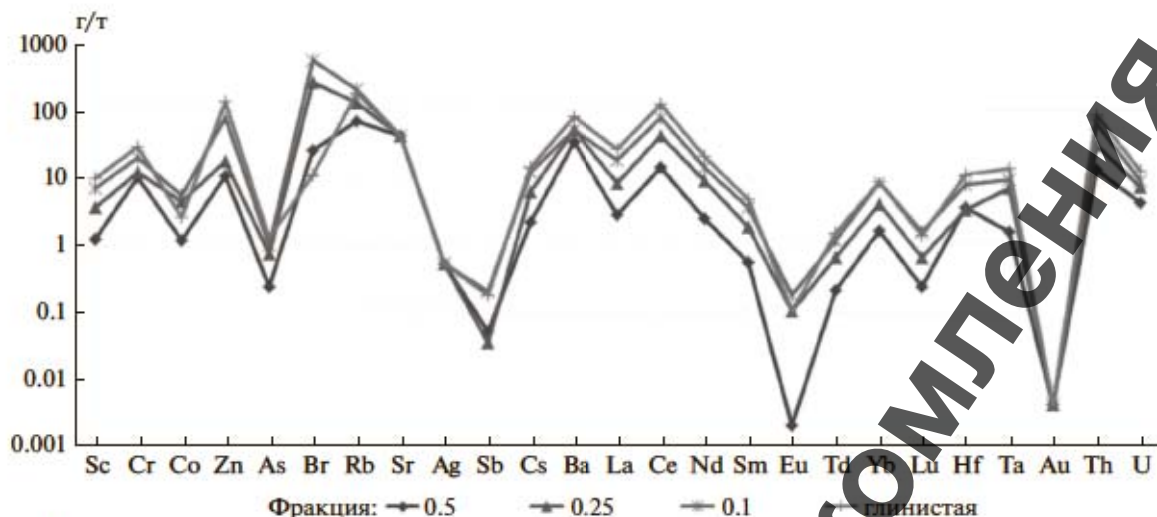


Рис. 3. Содержание химических элементов в различных фракциях почвы провинции Гуандун по данным инструментального нейтронно-активационного анализа.

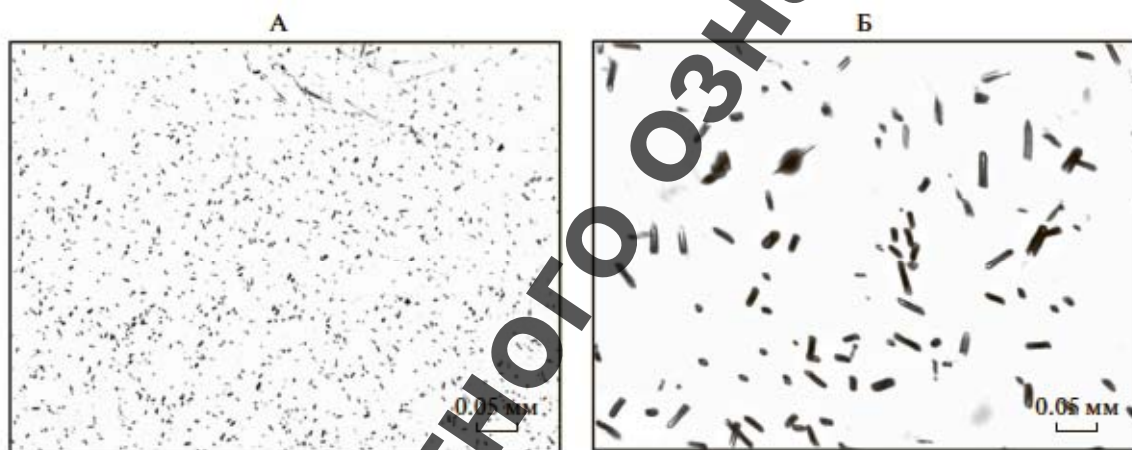


Рис. 4. Характер распределения урана в исследуемом образце почвы провинции Гуандун по данным f -радиографии, детектор — слюда, объектив 20 \times (А) и 90 \times (Б).

Более детальный анализ глинистой составляющей почв с применением рентгенофазового анализа и электронной микроскопии выявил акцессорные минеральные фазы-концентраторы Th: монацит, торит, циркон, ксенохим, фосфаты РЗЭ (рис. 5, 6). Выветривание гранитов в условиях влажного тропического климата и последующий переход в почву акцессорных минералов приводят к образованию горизонтов, обогащенных Th (BCsk, C).

По данным ИНАА Th/U отношение варьирует от 5.9 до 7.3, по результатам гамма-спектрометрии — от 5 до 15. Высокие значения (>5) характерны для районов с проявлением ториеносных геологических образований. Известно, что отношение Th/U в процессе формирования кор выветривания и почв увеличивается, что указывает на различное поведение U и Th в этих процессах [2].

Распределение некоторых РЗЭ в профиле почвы представлено на рис. 2. Отмечается схожее поведение лантаноидов (La, Ce, Sm, Tb, Yb, Lu), обусловленное близостью геохимических свойств элементов. Обращают на себя внимание результаты исследования Nd и Eu: с одной стороны, выявляется сходство характера их распределения, с другой — отличительные особенности поведения в профиле относительно других лантаноидов. Свидетельством того, что Eu обладает максимальной способностью к восстановлению среди всех лантаноидов, является значительное изменение его концентрации в условиях смены окислительно-восстановительной обстановки в горизонтах B1fl–B2fl–BCsk.

Повышенные концентрации Ce, превышающие среднемировые по почвам в 1.5 раза, наблюдаются в гор. BCsk.

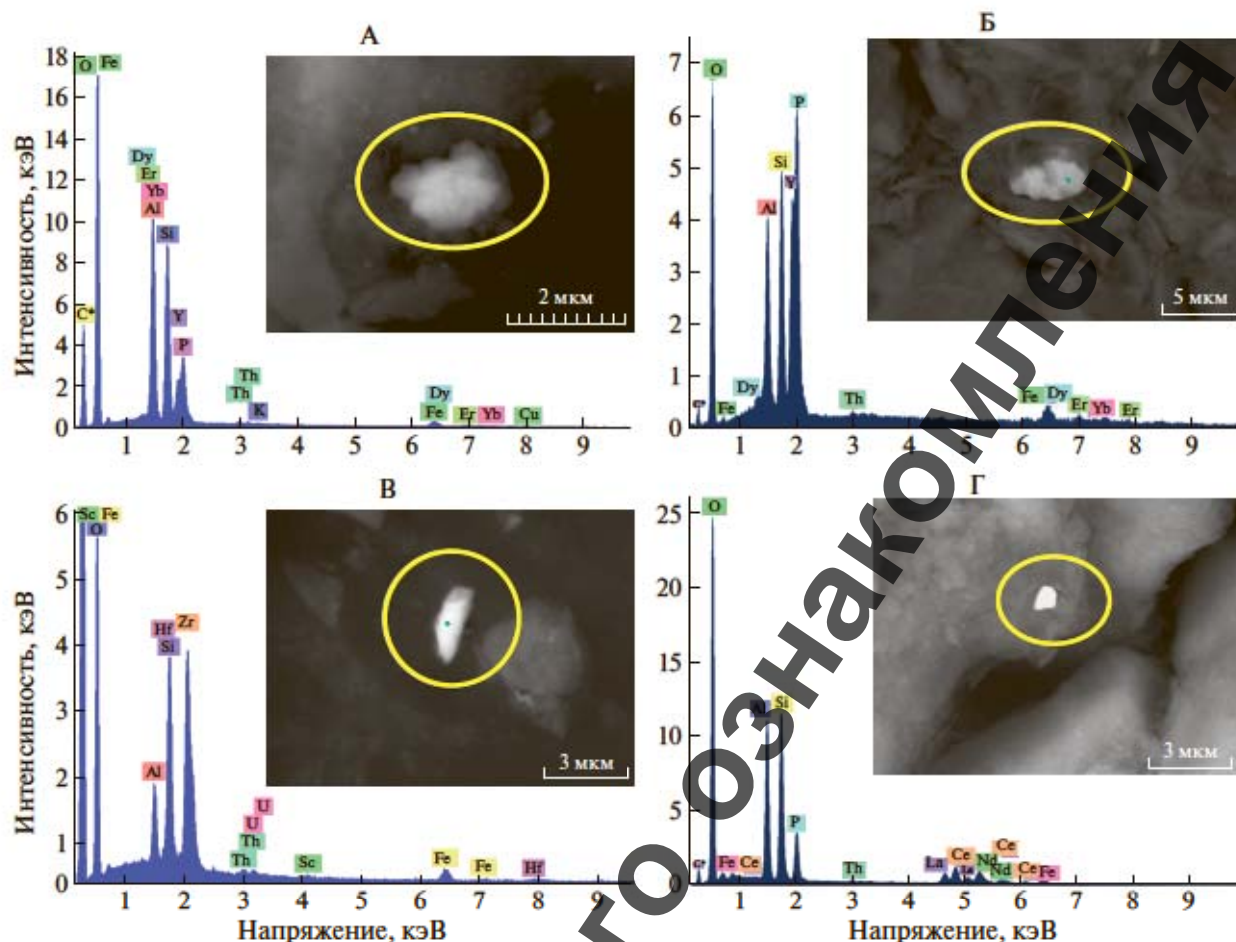


Рис. 5. Энергодисперсионный спектр и минеральные образования (вклейка): ксенотима (А), фосфатов тяжелых редких земель (Б), циркона с примесями тория и урана (В), монацита (Г).

Фракционный анализ показал максимальное накопление ЕРЭ и РЗЭ в глинистой (<10 мкм) и тонкой песчаной (0.1–0.05 мм) фракциях. При этом максимум накопления U отмечается в тонкой песчаной фракции (22.7 г/т), а Th – в глинистой фракции (110.4 г/т), отношение Th/U в них соответственно изменяются от 4.3 до 9.

Имеются многочисленные данные о связи содержания радионуклидов в почве с размером и удельной поверхностью почвенных частиц. Для почв с большим содержанием физической глины и ила установлены высокие значения коэффициентов распределения [28].

По результатам радиографии (осколочной радиографии), проведенной для глинистой составляющей почв, U в образце распределяется равномерно, что свидетельствует о его прочной сорбции на глинистых минералах. Это согласуется с данными Султанбаева [18], по которым содержание U в глинистой фракции до 3 раз превышает его концентрацию в нефракционированной почве.

Проведенный электронно-микроскопический анализ глинистой составляющей почв выявил

микрофазы фосфатов тяжелых и легких редких земель, в том числе монацит, минерал циркона с примесями радиоактивных элементов, ксенотим, а также торит и редкоземельную цериевую фазу с торием (рис. 5). Многие из этих минеральных фаз были идентифицированы с помощью рентгенофазового анализа (рис. 6). Следует подчеркнуть, что вышеуказанные акцессорные минералы обладают высокой степенью устойчивости, как к физическому, так и к химическому выветриванию, что позволяет корам выветривания и почвам наследовать их из пород, в данном случае из щелочных высокорadioактивных гранитов.

По данным рентгенофазового анализа почвенного материала, обнаружена остаточная аккумуляция кварца (SiO_2), процентное содержание которого варьирует от 28 до 65%. Стоит отметить, что ферралитные почвы провинции Гуандун развиваются по коре выветривания латеритного типа, для которой свойственны процессы обогащения глинистыми минералами и оксидами Fe. С помощью рентгенофазового анализа выявлены высокое содержание каолинита (до 33%) в гор. ABpl, B1fl B2fl и BCsk. Также были определены гематит,

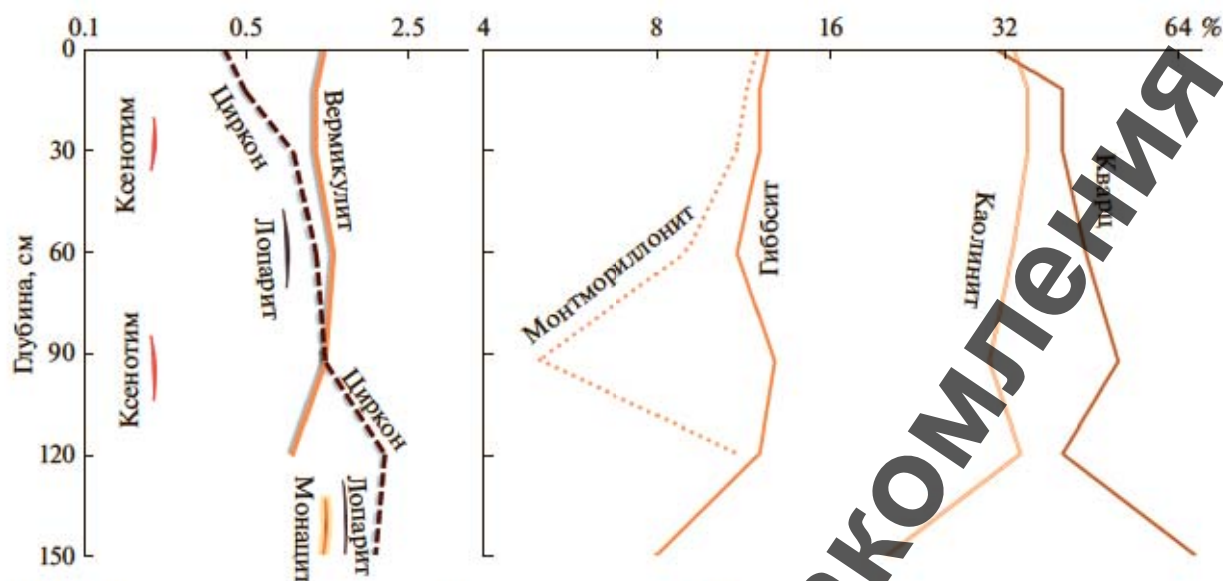


Рис. 6. Распределение минералов в профиле почвы провинции Гуандун по данным рентгенофазового анализа.

гиббсит, хлорит, иллит-хлорит, монтмориллонит, вермикулит и акцессорные минералы: циркон, лопарит, монацит, ксенофана, причем наибольшая их концентрация относительно всего профиля почвы наблюдается в почвообразующем горизонте.

В процессе выветривания подстилающих гранитов наблюдаются разные степени химического разложения первичных минералов в верхних и нижних зонах профиля. В приповерхностной зоне идут наиболее активные химические реакции и преобразования первичных минералов в оксиды Fe и каолинит. Ниже дренаж вод ослабляется, просачиваются менее активные растворы, поэтому процессы изменения первичных минералов становятся медленнее и образуются промежуточные минералы: монтмориллонит, иллит и др.

Гипотеза о сорбции U на агрегате тонкодисперсных глинистых частиц подтверждается расчетом корреляционной зависимости между показателями концентраций U и содержания глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит, вермикулит) по генетическим горизонтам (0.98), а также равномерным распределением U по исследуемому образцу почвы по данным осколочной радиографии (рис. 4).

Сравнительный анализ распределения Th и акцессорных минералов по почвенному профилю подтверждает его миграцию в почве в основном в виде обломочного материала.

Проведенный комплекс исследований показал, что сорбция в почвах ЕРЭ и РЗЭ зависит от химических свойств, физико-химического состояния и концентрации элементов, гранулометрического и минералогического составов почв, содержания органических веществ и др. Полученные выводы согласуются с данными других исследований [4, 8, 9, 18, 28, 31].

В процессах выветривания гранитов ЕРЭ высвобождаются из структурных решеток минералов. Особенно данный процесс характерен для U, который становится более мобильным и сорбируется на глинистых минералах (каолините, монтмориллоните, иллите, вермикулите и др.). Это способствует повышению активностей Rn — продукта распада U. Эксперименты Микляева [13] показали, что глинистые породы представляют собой мощный генератор свободного Rn в геологической среде.

Одним из вероятных путей накопления Rn в помещении является выделение газа непосредственно из грунта, на котором построено здание. В почвенном воздухе провинции Гуандун выявлены активности ^{222}Rn , достигающие 1199 кБк/м^3 [33], в воздухе помещений — от 18 до 960 кБк/м^3 [23].

Средний уровень плотности потока радона в некоторых районах достигает $620 \pm 76 \text{ мБк/(м}^2 \cdot \text{с)}$. При превышении его значения в $200 \text{ мБк/(м}^2 \cdot \text{с)}$ требуется усиленная противорадоновая защита. При этом среднее значение поглощенной дозы составляет 178.2 нГр/ч [33].

Следует отметить, что в организме человека одной из основных локализаций для накопления Th является лимфоидная ткань, особенно большое количество которой, сосредоточено в области носоглотки. Возможно, преимущественный избыток Th в изучаемой провинции и особенности его биологического воздействия обуславливают высокую распространенность здесь рака носоглотки — до 25 случаев на 100000 населения [22, 25, 29].

Онкопровоцирующим эффектом Th, по-видимому, способствует комбинация его аномального уровня с повышенным содержанием Ce, Yb, Ta, U, снижающая адаптационные возможности организма.

Дополнительным фактором радиационной нагрузки на местное население в г. Чжухай может служить высокая активность торона (^{220}Rn или Tn) — дочернего продукта ^{232}Th . Период полураспада ^{220}Rn составляет 52 с, поэтому он обычно не представляет радиэкологической опасности. Однако в южно-китайских провинциях за счет распространения ториеносных пород и почв, а также использования в строительстве глины и щебня, обогащенных Th наблюдается аномальная активность ^{220}Rn до 461 кБк/м³ [34].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые изучены распределение и формы нахождения естественных радиоактивных и редкоземельных элементов в автохтонных ферралитных почвах (Ferralsols) провинции Гуандун с использованием широкого комплекса современных высокотехнологичных методов исследования.

По данным анализов почв провинции Гуандун установлены закономерности накопления и распределения ЕРЭ и РЗЭ в вертикальном разрезе, зависящие от геохимической характеристики элементов, генетических особенностей и физико-химических свойств почв, вертикальной миграции и параметров биологического поглощения.

Показано, что аномальный уровень U , Th , Ce , La в исследуемой почве обусловлен в первую очередь высоким содержанием этих элементов в подстилающих ториевых гранитах.

Сорбция U на агрегате тонкодисперсных глинистых частиц подтверждена положительной корреляцией (0.98) между распределением U и глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита, вермикулита) по генетическим горизонтам, а также данными осколочной радиографии.

Высвобождение U в процессах выветривания и почвообразования из структурных решеток минералов повышает его мобильность, что способствует возрастанию активности и миграции продуктов его распада (газа Rn).

Отмечена аномальная концентрация Th в почве, значительная часть которого мигрирует с разрушенным материалом ториевых гранитов — тонкодисперсными твердыми частицами с примесью акцессорных минералов.

Почва, обогащенная Th (45.3 г/т) и U (7 г/т), высокие активности ^{220}Rn (461 кБк/м³), ^{222}Rn (1199 кБк/м³) в почвенном воздухе и ^{222}Rn (до 960 кБк/м³) в воздухе помещений, значение показателя плотности потока радона, достигающие 620 ± 76 мБк/(м² с), а также использование в строительстве природных радиоактивных материалов могут служить факторами риска развития онкопатологии среди населения, проживающего на данной территории.

Способность Th накапливаться в лимфоидной ткани, особенно много которой сосредоточено в области носоглотки, возможно, обуславливает самый высокий в мире показатель заболеваемости раком носоглотки у жителей провинции Гуандун.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексахин Р.М., Архипов Н.П., Бархударов Р.М., Василенко И.Я., Дричко В.Ф., Иванов Ю.А., Маслов В.И., Маслова К.И., Никифоров В.С., Поликарпов Г.Г., Попова О.Н., Сироткин А.Н., Таскаев А.И., Тестов Б.В., Титаева Н.А., Февралева Л.Т. Тяжелые естественные радионуклиды в биосфере: Миграция и биологическое действие на популяции и биогеоценозы. М.: Наука, 1990. 367 с.
2. Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов. Томск: Изд-во ТПУ, 2011. 300 с.
3. Асылбаев И.Г., Хабиров И.К., Габбасова И.М., Рафиков Б.В., Лукманов Н.А. Геохимия урана и тория в почвах Южного Урала // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1468–1476. doi 10.7868/S0032180X17120048
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 269 с.
5. Безносиков В.А., Лодыгин Е.Д., Шуктомова И.И. Искусственные и естественные радионуклиды в почвах южно- и среднетаежных подзон Республики Коми // Почвоведение. 2017. № 7. С. 824–829. doi 10.7868/S0032180X17050033
6. Верховская И.Н. Методы радиэкологических исследований. М.: Атомиздат, 1971. 260 с.
7. Глазовский Н.Ф. Техногенные потоки веществ в биосфере // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. М.: Наука, 1982. С. 7–28.
8. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
9. Жмодик С.М. Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 145 с.
10. Злобина А.Н., Рихванов Л.П., Ван Н. Высоторадиоактивные почвы китайской провинции Гуандун как продукт химического преобразования щелочных гранитов // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы Всероссийской конференции с участием иностранных ученых. Томск: Изд-во НТЛ, 2012. С. 223–225.
11. Карелин В.А. Идентификация радионуклидов методом гамма-спектрометрии. Томск, ТПУ, 2012. 25 с.
12. Коробова Н.Л. Экология почв. Магнитогорск: Изд-во Магнитогорского ГТУ, 2000. 168 с.
13. Микляев П.С., Петрова Т.Б. Исследования эманирования глинистых пород по радону // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Гео-криология. 2010. № 1. С. 13–22.
14. Почвоведение / Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. М.: Высш. шк., 1988. Ч. 1. 400 с.
15. Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Мат-лы V Междунар. конф., 13–16 сентября 2016 г. Томск: STT, 2016. 808 с.
16. Рихванов Л.П., Замятина Ю.Л., Архангельская Т.А. Радиографические исследования в радиэкологическом мониторинге // Известия Томского политех. ун-та. Т. 311. № 1. С. 123–127.
17. Судыко А.Ф. Определение элементного состава углей и зол углей нейтронно-активационным методом // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы и предприятий ТЭК Сиби-

- ри: Мат-лы Межрегион. науч. практ. конф. Томск: Изд-во ТПУ, 2007. С. 293–297.
18. Султанбаев А.С. Содержание естественного урана в почве и вынос его урожаем растений // Совершенствование и возделывание сельскохозяйственных культур – научная основа интенсификации растениеводства в Киргизии. 1974. Вып. 12. С. 197–207.
 19. Титаева Н.А. Геохимия природных радиоактивных рядов распада. М.: ГЕОС, 2005. 226 с.
 20. Трапезников А.В., Николкин В.Н., Коржавин А.В., Трапезникова В.Н. Распределение радионуклидов в воде, донных отложениях и пойменных почвах нижней Оби в границах Ямало-Ненецкого автономного округа // Радиационная биология. Радиоэкология. 2018. № 4. С. 406–414. doi 10.1134/S0869803118040161
 21. Bowen H.J.M. Trace elements in biochemistry. London–N.Y.: Academic Press, 1966. 248 p.
 22. Bølviken B. Ecological analysis: nasopharyngeal carcinoma and multiple sclerosis versus radioactive elements // Natural Ionizing Radiation and Health. Proceedings from a symposium held at the Norwegian Academy of Science and Letters. 2001. V. 152. P. 126–134.
 23. Chen D., You X., Hu R. Indoor radon survey in indoor environments in Zhuhai city, China // Radiation Measurements. 2005. V. 39. P. 205–207. doi 10.1016/j.radmeas.2004.04.012
 24. Chen J., Wei F., Zheng C., Wu Y., Adriano C.D. Background concentrations of elements in soils of China // Water Air Soil Pollution. 1991. V. 57/58. P. 699–712. doi 10.1007/BF00282934
 25. Ho C.S. Beating “Guangdong cancer”: a review and update on nasopharyngeal cancer // Hong Kong Medical J. 2017. V. 23. № 5. P. 497–502.
 26. Jin Yang X., Aijun Lin, Xiao-Liang Li, Yiding Wu, Wenbin Zhou, Zhanheng Chen. China's ion-adsorption rare earth resources, mining consequences and preservation // Environmental Development. 2013. № 8. P. 131–136.
 27. Li Hei Martin, Zhao M.F., Zhao W.W. Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith-hosted REE deposits in South China // An integrated genetic model // J. Asian Earth Sciences. 2017. P. 86. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2017.08.004
 28. Luo W., Gu B. Dissolution and mobilization of uranium in a reduced sediment by natural humic substances under anaerobic condition // Environ. Sci. Technol. 2009. V. 43. P. 152–156.
 29. Meng Ruilin, Wei Kuangrong, Xu Liang, Xu Yanjun, Chen Wanqing, Zheng Rongshou, Lin Lifeng. Cancer incidence and mortality in Guangdong province, 2012 // Chinese Journal of Cancer Research. 2016. V. 28. № 3. P. 311–320.
 30. Rikhvanov L.P., Zlobina A.N., Wang N., Matveenko I.A. The Nature of High Soil Radioactivity in Chinese Province Guangdong // Procedia Chemistry. 2014. V. 10. P. 460–466.
 31. Sheppard M.J., Beals D.I., Thibault D.H., O'Connor P. Soil nuclide distribution coefficients and their statistical distribution // Pinawa, Manitoba, USA. 1984. P. 63.
 32. UNSCEAR, 1993. Sources and Effects of Ionizing Radiation. Report to the General Assembly with Scientific Annexes. N.Y., 1993.
 33. Wang Nanping, Shengqing Xiong, Zhengguo Fan, Xingming Chu, Qifan Wu, Shaoying Pei, Jianhua Wan, Lihui Zeng. Mapping the terrestrial air-absorbed gamma dose rate based on the data of airborne gamma-ray spectrometry in southern cities of China // J. Nuclear Science and Technology. 2012. V. 49. № 1. P. 61–70.
 34. Wang N., Peng A., Xiao L., Chu X., Yin Y., Qin C., Zheng L. The level and distribution of ²²⁰Rn concentration in soil-gas in Guangdong province, China // Radiation Protection Dosimetry. 2012. V. 152. № 1–3. P. 204–209.

Distribution of Radioactive and Rare-Earth Elements in Ferralsols of the Guangdong Province (China)

A. N. Zlobina^{a, b, *}, L. P. Rikhvanov^a, N. V. Baranovskaya^a, N. Wang^c, and I. M. Farhutdinov^b

^aTomsk Polytechnic University, Tomsk, 634030 Russia

^bBashkir State University, Ufa, 450074 Russia

^cChina University of Geosciences, Beijing, 100083 China

*e-mail: anastasiyazl@mail.ru

The mineral and geochemical features of soils with increased natural radioactivity in the southern China province of Guangdong were studied. For the first time, the distributions of uranium (U), thorium (Th), lanthanum (La), cerium (Ce), neodymium (Nd), samarium (Sm), europium (Eu), terbium (Tb), ytterbium (Yb), and lutetium (Lu) in the profile of ferrallitic soils (Ferralsols) were examined using a wide range of research methods. The method of neutron activation analysis revealed increased concentrations of radioactive and some rare earth elements. Electron microscopy, fragmentation radiography, and X-ray phase analysis were applied to study the forms of the elements. The relationship between particle-size distribution data and element concentrations in separate particle-size fractions was found. The mineralogical composition of soils was studied, and minerals-concentrators of radioactive and rare-earth elements—monazite, zircon, xenotime, thorite, etc.—were determined. A high concentration of Th in the soil was noted. A significant part of Th migrates with the destroyed material of alkaline thorium granites—fine solid particles with an admixture of accessory minerals. The anomalous levels of U, Th, Ce, and La in the studied soils were primarily due to the high content of these elements in the parent material. The dependence of the increase in radon activity due to the release of uranium from the structural lattices of minerals and the transition to other forms (sorbed) was revealed. The possible influence of high concentration of radionuclides in rocks, soils, and groundwater and the increased radon activity on the development of malignant tumors in the population was noted. According to the World Health Organization, the Guangdong province has the highest rate of nasopharyngeal cancer in the world.

Keywords: Ferralsols, Soil profile, Uranium, Thorium, Risk Factor for Cancer

ХАРАКТЕРИСТИКА СООБЩЕСТВ МИКРОАРТРОПОД ПОСТАГРОГЕННЫХ И ЕСТЕСТВЕННЫХ ТУНДРОВЫХ ПОЧВ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

© 2019 г. А. А. Таскаева^{1, *}, Е. А. Мандрик², Т. Н. Конакова¹, А. А. Кудрин¹

¹Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Россия, 167928, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28

²Сыктывкарский государственный университет им. П. Сорокина, Россия, 167000, Сыктывкар, Октябрьский пр-т, 55

*e-mail: taskaeva@ib.komisc.ru

Поступила в редакцию 11.09.2017 г.

После доработки 04.10.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

Дана характеристика сообществ микроартропод (панцирных, гамазовых клещей, коллембол) в постагрогенных и естественных тундровых почвах европейского северо-востока России. Показано, что в постагрогенных почвах, сформированных на месте возделывания многолетних и однолетних культур, доминирующей группой среди микроартропод являются коллемболы, а в тундровых – панцирные клещи. Плотность населения гамазовых клещей не претерпевает существенных изменений. В исследованных участках зарегистрировано 58 видов коллембол, 33 из которых отмечено в постагрогенных почвах и 46 – в тундровых. Сравнение видового состава коллембол рассмотренных участков свидетельствует о существенном отличии в структуре комплексов доминирующих видов, однако резко специализированной фауны в постагрогенных почвах не выявлено. Исследования не обнаружили связи между почвенными параметрами и численностью различных групп микроартропод, но отмечено их разделение в зависимости от типа исследованных почв.

Ключевые слова: микроартроподы, коллемболы, клещи, постагрогенная почва, тундра

DOI: 10.1134/S0032180X19060121

ВВЕДЕНИЕ

Тундровые экосистемы формируются в суровых природно-климатических условиях. По сравнению с таежными биотопами они характеризуются низким видовым разнообразием, продуктивностью и являются восприимчивыми к нарушениям, особенно антропогенного происхождения [33, 48]. С развитием угольной промышленности на Крайнем Севере (Республика Коми, Воркутинский район) и необходимостью обеспечения населения местной продукцией молочного животноводства в конце 50-х гг. прошлого столетия началось активное сельскохозяйственное освоение тундровых ландшафтов, не имеющее аналогов в России и за рубежом [23, 24]. С учетом специфики климатических условий и тундровых почв была разработана географически адаптированная система освоения тундровых земель. Многочисленные исследования показали, что оптимальным для тундровых условий является создание многолетних агроценозов из специально подобранных местных видов многолетних трав – лисохвоста лугового (*Alopecurus pratensis*) и мятлика лугового (*Poa pratensis*) [16, 24]. С 1958 г. Коми филиал АН СССР проводил опытную разработку при-

емов создания в тундре луговых травостоев длительного пользования на производственных площадях (1.5 га). Работами руководил И.С. Хантимер, который показал, что для сельскохозяйственного освоения пригодны 70–80% площади Воркутинской тундры. Это в первую очередь пространства, преобладающие на водоразделах ерниковой тундры [24]. Длительные наблюдения за посевами местных многолетних трав выявили, что на 8–10 год формируется луговое сообщество с характерными чертами луговой почвы, не требующее применения сложных приемов агротехники – достаточно скашивания и умеренной подкормки. Результаты исследований первого десятилетия позволили разработать метод залужения, как оптимальный для Крайнего Севера способ эффективного использования малопродуктивных почв тундры [23]. После прекращения в конце 90-х гг. прошлого столетия их сельскохозяйственного использования участки пашни, где высевали однолетние и многолетние культуры, стали удобным объектом для изучения постагрогенной трансформации пахотных угодий в тундровой зоне [28].

В настоящее время на территории России большое количество пахотных земель выведено

из сельскохозяйственного использования [21, 22]. На заброшенных землях возникают новые, постагрогенные экосистемы, характеризующиеся другим составом и структурой растительности. Изучению постагрогенных экосистем посвящены многочисленные исследования, но в большинстве работ особое внимание уделяется химическим свойствам почвы, оценке изменений запасов углерода, микробоценозам [6, 7, 17, 21, 42, 57]. Однако смена растительности играет ведущую роль не только в трансформации почв, но и в изменении сообществ почвенных беспозвоночных [55], являющихся важным функциональным компонентом как естественных, так и антропогенных экосистем. К настоящему времени достоверно установлено большое значение в почвообразовательном процессе микроартропод, среди которых наиболее заметную роль играют клещи и ногохвостки. Важность знания закономерностей их распределения в агроценозах была продемонстрирована рядом авторов [5, 11, 26, 39, 52]. Сравнивая особенности животного населения природных биогеоценозов и агроценозов, в качестве ведущего фактора отбора М.С. Гиляров выдвигал разнообразие растительного покрова. Основное отличие агроценоза от природного биогеоценоза он усматривал в замене исторически сложившегося многовидового растительного сообщества одной культурой, что ведет к упрощению базового ресурса цепей питания и энергопотоков [4]. Но при этом даже в монокультурных агроценозах формируется закономерная структура сообществ, повторяющаяся в сходных условиях [19]. Вместе с тем состояние почвенной микрофауны является важной характеристикой для оценки устойчивости наземных экосистем в тундровой зоне. В процессе хозяйственного использования территории в той или иной степени изменяется весь комплекс животных, населяющих данный район, что дает основания говорить о постепенной синантропизации фауны на обширных пространствах [9]. Почвенные микроартроподы, являющиеся наряду с микрофлорой обязательным звеном в цепи биологического круговорота веществ, изучены в этом плане недостаточно.

Цель работы — дать общую характеристику сообществ почвенных микроартропод постагрогенных экосистем, сформированных на месте возделывания многолетних и однолетних культур в тундровой зоне европейского северо-востока.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевые методы. Исследования проведены в постагрогенных экосистемах, расположенных в подзоне южной кустарниковой тундры около промышленного центра г. Воркута. Пробы отбирали на двух парах участков: в постагрогенных экосистемах и в тундре (контроль). Участки ха-

рактеризуются отсутствием многолетней мерзлоты до глубины 2 м от поверхности. Постагрогенные и контрольные участки находятся на удалении друг от друга, что обусловлено расположением первых на территории бывших совхозов (в 2 км от города), а вторых — на целинных участках тундры (в 10–15 км от города). Контрольные участки подобрали таким образом, чтобы они были аналогичны бывшим агроценозам как по исходному типу тундры, так и по положению в рельефе. Описания конкретных участков приводятся ниже.

Участок 1. Многолетний сеяный луг (67°31' N, 64°03' E), располагающийся на надпойменной террасе, в настоящее время представляет собой злаково-разнотравный луг с доминированием мятлика лугового (*Poa pratensis*), лисохвоста лугового (*Alopecurus pratensis*) и щучки дернистой (*Deschampsia cespitosa*). Краткое описание технологии создания и история функционирования многолетней агроэкосистемы даны в работе Ковалевой с соавт. [7]. Следует отметить, что помимо обработки почвы путем дискования, обязательным приемом освоения целины в тундре является известкование, проводимое с учетом кислотности почвы, а также внесение минеральных удобрений [24]. В начале 1990-х гг. на сеяный луг стали сбрасывать в недозированных количествах навоз со скотных дворов, что вызвало резкое увеличение количества азота, калия и, особенно, фосфора, содержание которого в первое время возросло до 0.16 [14], а в 2013 г. составляло 0.8 моль/кг почвы [7]. Высокое содержание $C_{орг}$ в освоенном слое сохраняется уже много лет. С 1998 г. внесение удобрений и уборка урожая прекратились. Почва — дерново-луговая (Mollic Stagnosol (Siltic, Gelic)), поверхность почвы покрыта уплотненным слоем слаборазложившегося растительного материала толщиной 2–3 см.

Участок 2. Разнотравно-злаковое сообщество (67°32' N, 64°02' E) расположено в пределах правобережной пойменной террасы р. Воркута. В травостое доминирующее положение занимают кострец безостый (*Bromopus inermis*) и виды разнотравья: вероника длиннолистная (*Veronica longifolia*), толстореберник альпийский (*Pachipleurum alpinum*), дудник лекарственный (*Angelica archangelica*) и ряд других, приуроченных именно к пойме [6]. Данный участок был включен в сельскохозяйственное производство в 50-х годах прошлого столетия. На этом участке в течение 40 лет возделывали преимущественно однолетние культуры — овес (*Avena sativa* L.) и овсяно-гороховую смесь (*Avena sativa* + *Pisum sativum* L.) [23, 24]. Его хозяйственное использование в качестве пашни было прекращено в 2001 г. [14]. В настоящее время под этим сообществом формируется аллювиальная гумусовая глееватая постагрогенная почва (Gleyic Fluvisol (Arenic, Humic)).

Участок 3. Мелкоерниковая кустарничково-моховая тундра (67°25' N, 63°50' E) находится в долине р. Воркута в пределах второй надпойменной террасы, полого наклонной в сторону русла реки. Микрорельеф умеренно выражен, представлен, в основном, моховыми кочками вокруг кустов, местами встречаются пятна вымораживания. Кустарниковый ярус образуют *Betula nana* при участии *Salix lanata* и *Salix phylicifolia*, его сомкнутость 0.6–0.8. Кустарничковый ярус разреженный, состоит преимущественно из голубики (*Vaccinium uliginosum*), брусники (*Vaccinium vitis-idaea*), моршки (*Rubus chamaemorus*), вороники (*Empetrum hermafroditum*). Травянистые виды немногочисленны: *Carex arctisibirica*, *Chamaenerion angustifolium*, *Solidago virgaurea*, *Petasites frigidus*, *Pedicularis lapponica*. Моховой покров хорошо развит, практически сплошной, состоит из *Hylocomium proliferum*, отмечены также политриховые мхи. Кустистые и листоватые лишайники встречаются преимущественно небольшими пятнами на бугорках. Почва – глеезем криометаморфический (Folic Stagnosol (Gelic)).

Участок 4. Кустарничковая мохово-лишайниковая тундра (67°26'03" N, 63°49'35" E) располагается на относительно выровненной первой надпойменной террасе р. Воркута. Микрорельеф представлен в виде небольших торфяных кочек и понижений. Проективное покрытие травянисто-кустарничкового яруса 40–50%. В сообществе обычно несколько содоминантов, в основном это кустарнички *Vaccinium uliginosum*, *Arctous alpina*, *Vaccinium vitis-idaea*, а также *Betula nana*, из трав обильны *Carex arctisibirica*, *Eriophorum vaginatum*, *E. scheuchzeri*, *Calamagrostis neglecta*. Мохово-лишайниковый покров сплошной. Лишайники располагаются рассеянно (занимают до 30%), в основном из родов *Cetraria*, *Cladonia* и *Cladonia*. До 80% поверхности покрывают зеленые и сфагновые мхи. Почва – криометаморфическая грубогумусовая глееватая (Reductaque Folic Cryosol).

На каждом участке отобрано по 10 проб из органического горизонта для анализа абиотических почвенных параметров 31 августа 2016 г. и по 20 проб площадью 100 см² до глубины 7 см для учета почвенных микроартропод 7 июля и 31 августа 2016 г.

Абиотические параметры почвы. Аналитическую обработку образцов почв выполняли в экоаналитической лаборатории Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Перед проведением анализов почву высушивали при температуре 50°C, затем измельчали при помощи мельницы Плаун – 40. Величину pH определили потенциометрически в соляной вытяжке (0.01 М CaCl₂), массовую долю органического углерода (C_{общ}) и общего азота (N_{общ}) – на CHNS-элементном анализаторе EA 1110 (Carlo Erba), азот аммоний-

ный – фотометрически на фотометре КФК-3 по методу ЦИНАО (ГОСТ 26489-85).

Почвенно-зоологические параметры. Для оценки численности микроартропод их экстракцию осуществляли по общепринятой методике с использованием эклекторов Берлеза–Тюльгрен в 96%-ном спирте в течение 7–10 дней – времени, достаточного для достижения воздушно-сухого состояния почвы. Животных из проб отсортировывали под бинокулярным микроскопом и определяли до надсемейства в случае клещей и до вида в случае ногохвосток при помощи определителей [36, 37, 50] под микроскопом Leica DM 4000 B. Всего из 80 почвенных проб извлечено более 30 тыс. экземпляров микроартропод. Жизненные формы ногохвосток определяли по системе Стебаевой [18]. Классы доминирования коллембол выделяли по шкале Энгельмана [35].

Статистическая обработка данных. Для каждого параметра рассчитывали среднее на участок и стандартную ошибку. Для оценки значимости различий между выборками использовали непараметрический критерий Манна–Уитни при $p < 0.05$. В качестве меры сходства сообществ коллембол выбран индекс Жаккара. Канонический анализ соответствий проводили на основе численности наиболее обильных видов коллембол (>2% от общей численности) и показателей почвенных параметров на исследованных участках. Статистическую обработку результатов приводили с помощью программ Statistica 6.0 и PAST 3.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Абиотические параметры почвы. Значения абиотических характеристик в почвах варьируют незначительно (табл. 1). В тундрах отмечена кислая реакция среды, высокое содержание C_{общ}, N_{общ}, а также широкое соотношение C : N. В постагрогенных экосистемах реакция среды практически нейтральная с низким значением C : N. Однако содержание азота и углерода на участках 1 и 2 отличалось практически в 3 раза. Самые низкие значения влажности отмечены на участке 1.

Микроартроподы. Общая численность микроартропод была в 4 раза ниже в постагрогенных экосистемах (в среднем 19.3 ± 3.5 тыс. экз./м²) по сравнению с тундровыми (82.2 ± 8.4 тыс. экз./м²). Если в первых преобладали коллемболы, то в целинной тундровой почве, напротив, клещи, особенно орибатида. Биотоп (тундра или постагрогенная экосистема) оказывал влияние на численность панцирных клещей и разнообразие коллембол, а также на ряд почвенных параметров: кислотность, влажность, содержание углерода и азота (табл. 1).

Коллемболы. На исследованных участках зарегистрировано 58 видов коллембол, 33 из которых

Таблица 1. Абиотические параметры почвы и обилие почвенных микроартропод в постагрогенных и контрольных участках тундры (среднее и стандартная ошибка, $n = 10$ для почвенных параметров, $n = 20$ для микроартропод)

Параметр	Постагрогенные экосистемы		Тундры	
	участок 1	участок 2	участок 3	участок 4
Абиотические параметры почвы				
pH	6.3 ± 0.08^a	6.3 ± 0.07^a	3.3 ± 0.02^b	3.4 ± 0.06^b
Полевая влажность, %	45.8 ± 2.3^c	55.4 ± 1.7^b	58.5 ± 3.1^{ab}	68.1 ± 2.8^a
Содержание углерода, %	22.0 ± 1.6^b	5.9 ± 0.3^c	32.1 ± 3.0^a	31.7 ± 1.8^a
Содержание азота, %	1.4 ± 0.09^a	0.4 ± 0.01^c	1.0 ± 0.08^b	0.8 ± 0.04^b
NH ₄ из почвы, мг/кг	56.0 ± 8.9^a	11.3 ± 0.6^b	29.0 ± 2.9^a	28.2 ± 2.69^a
C : N	19 ± 0.2^c	19 ± 0.2^c	38 ± 1.5^b	45 ± 1.6^a
Микроартроподы				
Орибатида, численность, экз./м ²	5565 ± 1485^b	1140 ± 272^c	45530 ± 5544^a	41915 ± 6463^a
Гамазовые клещи, численность, экз./м ²	1735 ± 375^b	1960 ± 357^b	3605 ± 356^a	4635 ± 2187^{ab}
Коллемболы, численность, экз./м ²	20925 ± 2489^b	7335 ± 1972^c	32815 ± 3324^a	35940 ± 4772^a
Число видов на пробу	8.6 ± 0.5^b	6.8 ± 0.6^c	13.9 ± 0.5^a	14.9 ± 0.8^a

Примечание. Разные буквы указывают на достоверные различия между исследованными участками на основе теста Манна-Уитни с поправкой Бонферрони ($p < 0.05$).

отмечено в постагрогенных экосистемах и 46 – в тундрах (табл. 2). Уровень сходства фаун коллембол постагрогенных и тундровых почв составил всего 34.5% – найдено только 20 общих видов.

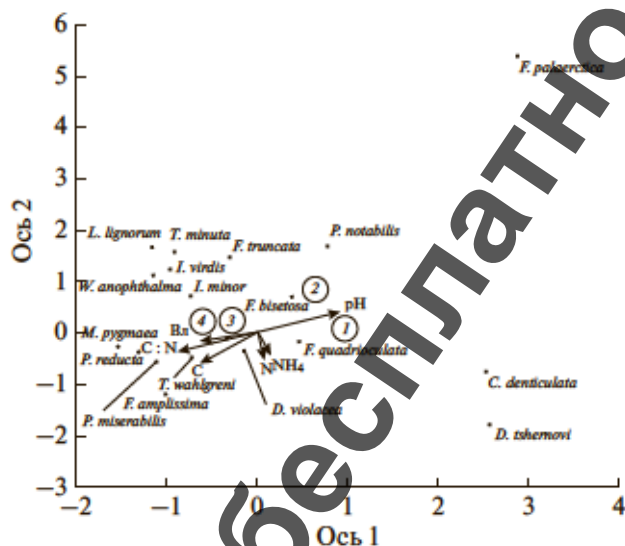


Рис. 1. Диаграмма канонического анализа (CCA) сообщества коллембол тундровых и постагрогенных экосистем. Стрелками указаны почвенные параметры: Вл – влажность почвы (%), N – общее содержание азота (%), C – общее содержание углерода (%), NH₄ – содержание аммонийного азота (мг/кг), C : N – отношение углерода к азоту. Цифрами указаны номера исследованных участков (1 и 2 – постагрогенные, 3 и 4 – контрольная тундра). Черными точками указаны виды коллембол.

Среди всех биотопов наибольшими значениями индекса Шеннона ($H = 2.54$) характеризовался участок 4, где выявлены максимальные значения плотности населения, высокое видовое богатство, хорошая выравненность таксонов по численности. Доминантный комплекс ногохвосток постагрогенных экосистем и тундр различался (рис. 1). Только широко распространенный вид *Folsomia quadriculata* преобладал во всех биотопах; на его долю приходилось от 20 до 25% от общей численности в биотопе. В постагрогенных почвах также доминантами являлись *Desoria violacea* (38.2%; участок 1), *Desoria tshernovi* (13.6%; участок 1), *Desoria blufusata* (23.3%; участок 2), причем на других участках он отсутствовал, *Parisotoma notabilis* (20.6%; участок 2), *Protaphorura boedvarssoni* (13%; участок 2). Уровня субдоминирования достигал *Protaphorura subarctica* (4.3%). В тундрах доминировали *Tetracanthella wahlgreni* (17.3%), и *Protaphorura subarctica* (13.3%). Четыре вида *Pachyotoma miserabilis*, *Folsomia amplissima*, *Willemia anophthalma* и *Parisotoma notabilis* оказались субдоминантами. В спектре жизненных форм на участках 1 и 3 преобладали поверхностно-обитающие виды, а на участках 2 и 4 – гемизафические (рис. 2).

Связь параметров почвенной фауны с абиотическими факторами. Для оценки вклада почвенных параметров в объяснение особенностей распределения коллембол в исследованных тундровых и постагрогенных экосистемах был использован канонический анализ соответствий (CCA). На CCA диаграмме ось 1 определялась такими поч-

Таблица 2. Население коллембол исследуемых участков (средняя численность на м² ± стандартная ошибка, n = 20)

Вид	Постагрогенные экосистемы		Тундры	
	участок 1	участок 2	участок 3	участок 4
Tullbergiidae				
<i>Mesaphorura macrochaeta</i> Rusek, 1976	—	15 ± 11	—	—
<i>Tullbergia simplex</i> Gisin, 1958	—	5 ± 5	—	—
Onychiuridae				
<i>Hymenaphorura anatolii</i> Pomorski, 2001	50 ± 41	5 ± 5	—	—
<i>Micraphorura absoloni</i> (Börner, 1901)	5 ± 5	—	45 ± 31	—
<i>Oligaphorura</i> cf. <i>groenlandica</i> (Tullberg, 1876)	40 ± 17	—	—	—
<i>Protaphorura bicampata</i> (Gisin, 1956)	—	260 ± 128	—	—
<i>Protaphorura boedvarssoni</i> Pomorski, 1993	155 ± 55	950 ± 561	10 ± 7	430 ± 344
<i>Protaphorura borealis</i> (Martynova, 1973)	65 ± 35	5 ± 5	—	—
<i>Protaphorura jacutica</i> (Martynova, 1976)	—	—	5 ± 5	1840 ± 713
<i>Protaphorura subarctica</i> (Martynova, 1976)	1175 ± 375	35 ± 25	5185 ± 910	3980 ± 962
<i>Protaphorura subuliginata</i> (Gisin, 1956)	25 ± 25	15 ± 8	—	5 ± 5
<i>Protaphorura</i> sp. 1	—	200 ± 190	—	—
<i>Protaphorura</i> sp. 2	—	5 ± 5	—	—
<i>Supraphorura furcifera</i> (Börner, 1901)	—	—	115 ± 34	715 ± 311
<i>Uralophorura schilovi</i> (Martynova, 1976)	—	—	15 ± 15	—
Hypogastruridae				
<i>Ceratophysella denticulata</i> (Bagnall, 1941)	115 ± 34	—	—	—
<i>Schaefferia czernovi</i> (Martynova, 1978)	—	—	—	45 ± 28
<i>Willemia anophthalma</i> Börner, 1901	—	5 ± 5	1765 ± 1348	2620 ± 623
<i>Willemia denisi</i> Mills, 1932	—	—	5 ± 5	—
Neanuridae				
<i>Anurida beringii</i> Fjellberg, 1985	—	—	—	35 ± 22
<i>Endonura reticulata</i> (Axelson, 1905)	—	—	105 ± 68	185 ± 79
<i>Friesea truncata</i> Cassagnau, 1958	10 ± 7	15 ± 15	220 ± 55	10 ± 7
<i>Micranurida pygmaea</i> Börner, 1901	—	—	175 ± 124	330 ± 85
<i>Neanura muscorum</i> (Templeton, 1835)	—	—	85 ± 60	—
<i>Pseudachorutes dubius</i> Krausbauer, 1898	—	—	—	20 ± 14
<i>Pseudachorutes sibiricus</i> Rusek, 1991	—	—	20 ± 15	5 ± 5
Odontellidae				
<i>Xenyllodes armatus</i> Axelson, 1905	—	—	5 ± 5	—
Isotomidae				
<i>Desoria alaskensis</i> (Fjellberg, 1978)	—	—	—	80 ± 54
<i>Desoria blufusata</i> (Fjellberg, 1978)	—	1705 ± 1070	—	—
<i>Desoria hiemalis</i> (Schödt, 1893)	—	—	50 ± 28	—
<i>Desoria neglecta</i> (Schödt, 1900)	5 ± 5	—	35 ± 22	775 ± 335
<i>Desoria tshernovi</i> (Martynova, 1974)	2840 ± 1098	65 ± 33	200 ± 61	60 ± 41
<i>Desoria violacea</i> (Tullberg, 1876)	7980 ± 2436	20 ± 14	875 ± 471	635 ± 243
<i>Folsomia amplissima</i> Potapov et Babenko, 2000	5 ± 5	—	2530 ± 832	1915 ± 442
<i>Folsomia bisetosa</i> Gisin, 1953	140 ± 48	40 ± 17	515 ± 312	—
<i>Folsomia longidens</i> Potapov et Babenko, 2000	—	—	30 ± 30	20 ± 15
<i>Folsomia manolachei</i> Bagnall, 1939	—	—	—	65 ± 38
<i>Folsomia paigearctica</i> Potapov et Babenko, 2000	460 ± 358	65 ± 25	5 ± 5	—

Таблица 2. Окончание

Вид	Постагrogenные экосистемы		Тундры	
	участок 1	участок 2	участок 3	участок 4
<i>Folsomia quadrioculata</i> (Tullberg, 1871)	4800 ± 1280	1685 ± 657	6490 ± 1591	8800 ± 2978
<i>Isotoma anglicana</i> Lubbock, 1873	—	—	—	5 ± 5
<i>Isotoma gorodkovi</i> (Martynova, 1970)	—	—	—	175 ± 175
<i>Isotoma viridis</i> Bourlet, 1839	10 ± 10	90 ± 26	310 ± 150	1085 ± 288
<i>Isotomiella minor</i> (Schäffer, 1896)	—	40 ± 22	1715 ± 638	510 ± 151
<i>Pachyotoma miserabilis</i> Potapov, 2017	—	—	2610 ± 487	4025 ± 3330
<i>Parisotoma ekmani</i> (Fjellberg, 1977)	—	—	160 ± 86	—
<i>Parisotoma notabilis</i> (Schäffer, 1896)	1870 ± 459	1505 ± 252	1145 ± 188	1680 ± 542
<i>Parisotoma reducta</i> (Rusek, 1984)	—	—	—	1505 ± 379
<i>Tetracanthella wahlgreni</i> Axelson, 1907	—	—	7975 ± 1532	3900 ± 541
Tomoceridae				
<i>Tomocerina minuta</i> (Tullberg, 1876)	10 ± 10	95 ± 60	240 ± 54	265 ± 121
Entomobryidae				
<i>Entomobrya nivalis</i> (Linnaeus, 1758)	135 ± 62	5 ± 5	10 ± 7	30 ± 30
<i>Lepidocyrtus lignorum</i> (Fabricius, 1793)	—	70 ± 28	35 ± 13	105 ± 35
<i>Lepidocyrtus violaceus</i> (Geoffroy, 1762)	—	—	—	30 ± 25
Neelidae				
<i>Megalothorax</i> sp. 1	—	—	80 ± 44	45 ± 15
Sminthuridae				
<i>Sphaeridia pumilis</i> (Krausbauer, 1898)	35 ± 24	395 ± 224	10 ± 10	—
Katiaanidae				
<i>Sminthurinus aureus</i> (Lubbock, 1862)	960 ± 239	10 ± 10	—	—
<i>Sminthurinus niger</i> (Lubbock, 1868)	5 ± 5	—	—	—
Arrhopalitidae				
<i>Pygmarrhopalites principalis</i> (Stach, 1945)	—	5 ± 5	5 ± 5	10 ± 7
Bourletiellidae				
<i>Heterosminthurus claviger</i> Gisin, 1958	—	—	10 ± 10	—
Видовое богатство, <i>S</i>	23	27	36	35
Индекс разнообразия, <i>H</i>	1.79	2.07	2.28	2.54
Выравненность, <i>J</i>	0.57	0.62	0.63	0.71

Примечание. Прочерк означает, что вид не обнаружен.

венными свойствами, как pH, влажность, C : N, общее содержание углерода; ось 2 — содержанием общего и аммонийного азота. Собственные значения (Eigenvalues) осей 1 и 2 равнялись 0.37 и 0.10 соответственно. Проведенный анализ указывает на четкое разделение сообществ коллембол в зависимости от типа исследованных участков (тундры или постагrogenные системы). Однако четкой связи между численностью отдельных видов микроартропод и исследованными почвенными параметрами не обнаружено.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ, проведенный для четырех участков в пределах южной тундры, является пионерным исследованием, но он выявил ряд интересных закономерностей. Известно, что основной трофической группировкой луговых и тундровых почв являются сапрофаги — панцирные клещи и коллемболы, которые в исследованных постагrogenных экосистемах составили около 80–94% всех рассмотренных микроартропод. При этом соот-

ношение их обилия на участках различалось. Следует отметить, что структура комплекса микроартропод участков 3 и 4 не совсем типична для тундровых экосистем. Плотность населения орибатид на этих участках не только не уступала численности населения коллембол, но и преобладала, что не соответствует коллембоидному облику тундровых сообществ [10]. Обилие панцирных клещей на участке 1 не превышало 20% всех микроартропод, а основная доля приходилась на ногохвосток (74%). Обилие хищных гамазовых клещей в комплексе микроартропод обычно мало колеблется и составляет около 7% [15]. В нашем исследовании обилие гамазид оказалось близким к этому значению, как в контрольных участках (4–6%), так и на участке 1 (6%). Участок 2 отличался по всем этим показателям: отмечена самая низкая численность микроартропод, при этом на долю орибатид приходилось около 11%, гамазид — 19% и доминирующей группой по-прежнему оставались коллемболы. На наш взгляд, такая перестройка структуры микроартропод на участке 2 связана с тем, что он располагается в пойме и регулярно затопливается паводковыми водами. Сообщества панцирных клещей реагируют на этот неблагоприятный фактор уменьшением общей численности и выпадением ряда видов, свойственных зональному сообществу [2].

В естественных биогеоценозах комплекс орибатид характеризуется более высокой видовой дифференцированностью и значительно меньшей динамичностью, чем коллемболы. Антропогенное воздействие на почву более резко и часто необратимо влияет именно на комплекс панцирных клещей. Например, они первыми исчезают при загрязнении почв продуктами нефтепромыслов и последними восстанавливаются [33, 46]. Уничтожение поверхностных горизонтов почвы, особенно отмерших растительных остатков, кардинально деформирует сообщество панцирных клещей, так как подавляющее большинство разнообразных видов, связанных с подстилкой, совершенно отсутствуют в агроценозах даже при близком соседстве целинных биотопов [27]. Согласно данным литературы, такая реакция орибатид обусловлена их низким уровнем метаболизма, медленным развитием и низкой плодовитостью [30]. Разбалансировка комплексов панцирных клещей отрицательно сказывается на его возможностях реагировать на изменения среды и делает трудно восстановимым после нарушения.

Плотность населения гамазовых клещей в агроценозах, как и в рассмотренных постагрогенных экосистемах, напротив, не претерпевала существенных изменений и оставалась относительно устойчивой в комплексе микроартропод. Это может быть обусловлено тем, что данная группа клещей включает семейства, которые по-разному реагируют на интенсивность обработки почвы,

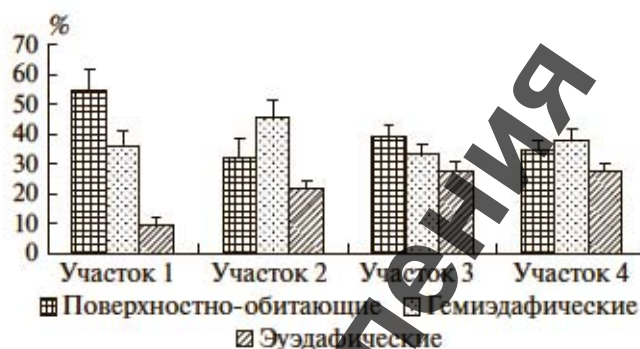


Рис. 2. Соотношение жизненных форм коллембол в постагрогенной (участки 1 и 2) и контрольной тундровой почве (участки 3 и 4).

что имеет важное сельскохозяйственное значение и требует дальнейшего анализа влияющих факторов [40].

Наши исследования показали, что отличительной чертой населения комплекса микроартропод постагрогенных экосистем является доминирование коллембол, которое, по-видимому, связано с внесением органических и минеральных удобрений, что подтверждается и данными литературы [29, 32]. Несмотря на то, что численность коллембол по сравнению с таковой для тундровых экосистем была в 1.5–5 раз меньше, она соответствовала данным, полученных для агроэкосистем [1, 5, 43]. Сравнение видового состава ногохвосток рассмотренных участков обнаружило существенное отличие в структуре комплексов доминирующих видов, однако резко специализированной фауны на участках 1 и 2 не выявлено. Группировки, заселяющие постагрогенные экосистемы, в основном складывались из элементов фауны тундр, но на участке 1 присутствовали компостный (*C. denticulata*) и луговой (*S. aureus*) виды, а на участке 2 — виды, приуроченные к пойменным местообитаниям (*D. blufusata*, *S. pumilis*). Все рассмотренные участки сближает общий доминант *F. quadrioculata*, являющийся убиквистом. Определенный интерес представляет спектр жизненных форм коллембол. Их соотношение оказалось довольно схожим на участках 2 и 4, располагающихся в пойме, где преобладали гемиздафические виды, что соответствует данным литературы [20]. Похожая картина, но с доминированием поверхностно обитающих видов ногохвосток отмечена на участках 1 и 3 на надпойменной террасе. Доля почвенных видов во всех исследованных нами биотопах низка, особенно в постагрогенных экосистемах, где она не превышала 22%. Из литературы [29, 45] известно, что разработка пашни (участки 1 и 2) вызывает уплотнение почвы, что приводит к сокращению жизненного пространства для эуэдафических видов коллембол.

В целом, для микроартропод агроценозов характерно обеднение видового состава, набора жизненных форм и общей численности по сравнению с естественными экосистемами [3]. Однако эта тенденция по-разному проявляется в разных систематических группах мелких почвенных беспозвоночных, а также в зависимости от конкретных почвенно-климатических условий [25, 34, 54]. Наблюдаемая средняя численность микроартропод на участке 1 была сопоставима с приводимой другими авторами средней плотностью для почв под многолетними травами и естественными луговыми биоценозами, располагающихся на водоразделе. А на участке 2 — с таковой в пахотных почвах и пойменных экосистем, а также близка к показателям более южных широт [1, 2, 5, 8, 15, 26, 51].

Исследования не выявили связи между почвенными параметрами и численностью различных групп микроартропод, но обнаружили их разделение в зависимости от типа исследованных участков (тундры или постагрогенные экосистемы). Нами показано, что на численность панцирных клещей и коллембол оказывал влияние тип биотопа, что подтверждается и данными литературы [47]. Связь между плотностью мезостигматических клещей и растительностью выражена слабо, что, по-видимому, обусловлено их биологией. Предполагается, что данные хищники являются оппортунистами со слабыми предпочтениями к типу местообитания, и их изменения тесно связаны с изменениями в сообществе панцирных клещей и коллембол, которые являются их потенциальной добычей. В то же время ориентация и ногохвостки имеют сильные пищевые предпочтения к определенным видам растений и микроорганизмов, в особенности к грибам [44], что, возможно, и определяет их связь с типом растительности [47]. С биомассой грибов может быть связано разнообразие сообществ коллембол [55], которое также обнаружило зависимость от типа исследованных участков. Учитывая, что признаки освоения в почве сохраняются продолжительное время, в частности повышенное содержание питательных элементов и гумуса [21], то на видовой состав ногохвосток может оказывать влияние внесение органических и минеральных удобрений [5]. Кроме того, установлено влияние типа биотопа и на ряд почвенных параметров. Почти нейтральная реакция почвы, нехарактерная для целинных тундровых почв, является результатом многолетнего внесения известковых материалов в почву пахотного угодья, и даже спустя 15–20 лет после снятия агрорежима в постагрогенных экосистемах она сохранилась. Известно, что сообщества коллембол очень чувствительны к изменению pH почвы [49, 56]. Например, виды *W. anophthalma*, *M. rugmaea*, предпочитающие почвы с pH менее 4 [38], в постагрогенных экосистемах от-

сутствовали или являлись редкими. Напротив, обилие *P. notabilis* возрастало на участках 1 и 2 до 20% по сравнению с тундрами, где его доля в сообществе ногохвосток не превышала 4%. Высокие значения отношения C : N в почвах тундры свидетельствует о низкой обогащенности почвенного органического вещества азотом и слабой степени его разложения [13]. Однако на участке 1 отмечена высокая аккумуляция общего и аммонийного азота, а также фосфора [7] что, по-видимому, является следствием внесения неустановленных доз удобрений в начале 90-х годов. Высокие концентрации P приводят к менее разнообразному составу растительного покрова [41], что подтверждается данными литературы [12], а большие значения N не способствуют инициации процесса восстановления исходной экосистемы [41]. В настоящее время данный участок находится на этапе адаптации (устойчивое состояние фитоценоза в новых условиях) [12]. Восстановление сообществ микроартропод может длиться десятилетия или столетия, в зависимости от возможности рассеивания вида и близости возможных источников иммиграции более адаптированных видов, а также отсутствия новых изменений в землепользовании за это время [49].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сельскохозяйственное освоение тундры привело к смене типа растительности, свойств почвы, состава микробоценоза и, соответственно, сообществ микроартропод. Результаты исследований показали, что в постагрогенных почвах, сформированных на месте возделывания многолетних и однолетних культур в тундровой зоне европейского северо-востока, доминирующей группой среди микроартропод являлись коллемболы. Сообщества панцирных клещей, напротив, находились в угнетенном состоянии, хотя в тундровых почвах они преобладали. Плотность населения гамазовых клещей в рассмотренных участках не претерпевала существенных изменений. Сравнение видового состава коллембол исследованных почв свидетельствует о существенном отличии в структуре комплексов доминирующих видов (индекс Жаккара равен 33%), однако резко специализированной фауны на участках 1 и 2 не выявлено. В дерново-луговой и аллювиальной гумусовой постагрогенной почвах зарегистрировано 33 вида, разнообразие которых в основном складывалось из элементов фауны тундры. Исследования эдафических факторов не выявили связи с численностью различных групп микроартропод, но обнаружили их разделение в зависимости от типа исследованных почв (тундровые или постагрогенные).

Необходим дальнейший мониторинг изменений, так как таких прецедентов, как почти полувекковое существование рукотворных луговых со-

обществ за Полярным кругом, насколько нам известно, не существует.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы признательны сотрудникам экоаналитической лаборатории за проведенные химические анализы и анонимному рецензенту за ценные замечания по рукописи статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы НИР отдела экологии животных "Распространение, систематика и пространственная организация фауны и населения животных таежных и тундровых ландшафтов и экосистем европейского северо-востока России", номер государственной регистрации АААА-А17-117112850235-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейникова М.М., Мартынова Е.Ф. Ландшафтно-экологический обзор фауны почвенных ногохвосток (Collembola) Среднего Поволжья // *Pedobiologia*. 1966. Bd. 6. № 1. Р. 35–64.
2. Андриевский В.С., Якутин М.В., Шепелев А.И. Трансформация зоомикробиологического комплекса в процессе естественной эволюции пойменных почв в таежной зоне Западной Сибири // *Евразийский энтомолог. журн.* 2013. № 12(5). С. 425–430.
3. Гиляров М.С. Зоологический метод диагностики почв. М.: Наука, 1965. 275 с.
4. Гиляров М.С. Биогеоценология и агроценология. Пушкино, 1980. 16 с.
5. Капин Г.Ю. Распределение коллембол в удобренной и удобренной пахотной дерново-подзолистой почве // *Фауна и экология ногохвосток (Collembola)*. М.: Наука, 1984. С. 179–186.
6. Ковалева В.А., Денева С.В., Паниюков А.Н. Микробиологические показатели почвы постагрогенного биоценоза в тундровой зоне // *Вестник Института биологии Коми НЦ УрО РАН*. 2016. № 4(198). С. 2–9.
7. Ковалева В.А., Хабибуллина Ф.М., Арчегова И.Б., Паниюков А.Н. Характеристика биоты постагрогенной экосистемы в тундровой зоне // *Известия Коми научного центра УрО РАН*. 2014. № 3(19). С. 70–74.
8. Колесников В.Б. Оribатиды как биоиндикаторы при мониторинге состояния малоиспользуемых сельскохозяйственных земель Воронежской области // *Известия Самарского научного центра РАН*. 2010. Т. 12. № 1(4). С. 1133–1138.
9. Кривоуцкий Д.А., Казадаев А.А., Пономаренко А.В. Влияние хозяйственной деятельности человека на комплексы панцирных клещей // *Вестник зоологии*. 1977. № 6. С. 7–12.
10. Леонов В.Д. Панцирные клещи (Acari, Oribatida) тундровых почв Кольского п-ва. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2016. 26 с.
11. Миронов С.Ю. Население ногохвосток (Collembola) пахотных черноземов Курской области // *Зоол. журн.* 2006. Т. 85. № 11. С. 1321–1326.
12. Новаковский А.Б., Паниюков А.Н. Анализ сукцессионной динамики сеянного луга при помощи системы жизненных стратегий Раменского-Грайма // *Экология*. 2018. № 2. С. 110–118.
13. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 325 с.
14. Паниюков А.Н. Однолетние агрофитоценозы в тундровой зоне — создание и трансформация // *Аграрная наука Евро-Северо-Востока*. 2009. № 4(15). С. 39–42.
15. Петрова-Никитина А.Д., Бутовский Р.О., Минор М.А. Влияние автодороги на комплекс микроартропод агроценоза. Сообщение 1. Структура комплекса // *Агрохимия*. 1994. № 10. С. 116–125.
16. Посттехногенные территории Севера. СПб.: Наука, 2002. 160 с.
17. Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезенная М.А. Изменение запасов углерода в постагрогенных экосистемах в результате естественного восстановления лесов в Костромской области // *Лесоведение*. 2015. № 4. С. 307–317.
18. Стеблева С.К. Жизненные формы ногохвосток (Collembola) // *Зоол. журн.* 1970. Т. 49. Вып. 10. С. 1437–1455.
19. Стриганова Б.Р. Влияние эдафического фактора на формирование животного населения почв агроценозов // *Зоол. журн.* 2003. Т. 82. № 2. С. 178–187.
20. Таскаева А.А., Лаптева Е.М., Дегтева С.В. Изменение комплекса ногохвосток аллювиальных почв в процессе сукцессии растительности в пойменных ландшафтах таежной зоны // *Вестник Поморского ун-та. Сер. Естественные и точные науки*. 2005. № 2(8). С. 36–47.
21. Телеснина В.М., Ваганов И.Е., Климович Е.Ю., Чалая Т.А. Некоторые особенности биологического круговорота в постагрогенных экосистемах южной тайги и их влияние на химические свойства и биологическую активность почв // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение*. 2013. № 2. С. 43–51.
22. Титова В.И., Митянин И.О., Ветчинников А.А., Вершинина И.В. Оценка возможности использования сеяных трав для консервации деградированных пахотных земель и рекультивации техногенно нарушенных почв // *Агрохимический вестник*. 2011. № 2. С. 24–26.
23. Хантимер И.С. Залужение — основа обеспечения кормами молочного животноводства в тундре // *Сообщества Крайнего Севера и человек*. 1985. М.: Наука, С. 115–133.
24. Хантимер И.С. Сельскохозяйственное освоение тундры. Л.: Наука, 1974. 227 с.
25. Чернова Н.М. Экологические сукцессии при разложении растительных остатков. М.: Наука, 1977. 200 с.
26. Чернова Н.М. Комплексы микроартропод пахотных почв Подмоскovie // *Почвенные беспозвоночные Московской области*. М.: Наука, 1982. С. 107–118.

27. Штирц А.Д., Задорожная Г.А., Кунах О.Н., Жуков А.В. Пространственная организация сообщества панцирных клещей (Acari: Oribatida) в почве сельскохозяйственного поля в условиях степной зоны Украины // Изв. Харьк. Энтомол. о-ва. 2013. Т. 21. № 1. С. 49–60.
28. Экологические основы управления продуктивностью агрофитоценозов восточноевропейской тундры. 1991. Л.: Наука, 152 с.
29. Bardgett R.D., Cook R. Functional aspects of soil animal diversity in agricultural grasslands // *Appl. Soil Ecol.* 1998. V. 10. P. 263–276.
30. Behan-Pelletier V. Oribatid mite biodiversity in agroecosystems: role for bioindication // *Agric. Ecosyst. Environ.* 1999. V. 74. P. 411–423.
31. Brussaard L., de Ruiter P.C., Brown G.G. Soil biodiversity for agricultural sustainability // *Agriculture, ecosystems and environment*. 2007. V. 121. P. 233–244. doi 10.1016/j.agee.2006.12.013
32. Cluzeau D., Guernion M., Chaussod R., Martin-Laurent F., Villenave C., Cortet J., Ruiz-Camacho N., Perin C., Mateille T., Philippot L., Bellido A., Rougé L., Arrouays D., Bispo A., Pérès G. Integration of biodiversity in soil quality monitoring: Baselines for microbial and soil fauna parameters for different land-use types // *Europ. J. Soil Biol.* 2012. V. 49. P. 63–72. doi 10.1016/j.ejsobi.2011.11.003
33. Coulson S.J., Fjellberg A., Melekhina E.N., Taskaeva A.A., Lebedeva N.V., Belkina O.A., Seniczak S., Seniczak A., Gwiazdowicz D.J. Microarthropod communities of industrially disturbed or imported soils in the High Arctic; the abandoned coal mining town of Pyramiden, Svalbard // *Biol. Conservat.* 2015. V. 24. P. 1671–1690. doi 10.1007/s10531-015-0885-9
34. D'Hose T., Molendijk L., Van Vooren L., van den Berg W., Hoek H., Runia W., van Evert F., ten Berge H., Spiegel H., Sandén T., Grignani C., Ruysschaert G. Responses of soil biota to non-inversion tillage and organic amendments: An analysis on European multiyear field experiments // *Pedobiologia – J. Soil Ecol.* 2018. V. 66. P. 18–28. doi 10.1016/j.pedobi.2017.12.003
35. Engelmann H.-D. Zur dominanz Klassifizierung von Boden arthropoden // *Pedobiologia*. 1978. Bd. 18. S. 378–380.
36. Fjellberg A. The Collembola of Fennoscandia and Denmark // *Fauna entomologica Scandinavica*. 1998. V. 35. 184 p.
37. Fjellberg A. The Collembola of Fennoscandia and Denmark. Part II: Entomobryomorpha and Symphypleona // *Fauna Entomologica Scandinavica*. 2007. V. 42. Leiden: Brill. 264 p.
38. Hagvar S., Amrahamsen G. Colonization by Enchytraeidae, Collembola and Acari in sterile soil samples with adjusted pH levels // *Oikos*. 1980. V. 34. P. 245–258.
39. Hendrickx F., Maelfait J.-P., van Wingerden W., Schweiger Q., Speelmans M., Aviron S. et al. How landscape structure, land-use intensity and habitat diversity affect components of total arthropod diversity in agricultural landscapes // *J. Appl. Ecol.* 2007. V. 44. № 2. P. 340–351. doi 10.1111/j.1365-2664.2006.01270.x
40. Holland J.M. The environmental consequences of adopting conservation tillage in Europe: reviewing the evidence // *Agric. Ecosyst. Environ.* 2004. V. 103. P. 1–25. doi 10.1016/j.agee.2003.12.018
41. Holtkamp R., Kardol P., van der Wal A., Dekker S.C., van der Putten W.H., de Ruiter P.C. Soil food web structure during ecosystem development after land abandonment // *Appl. Soil Ecol.* 2008. V. 39. P. 23–34. doi 10.1016/j.apsoil.2007.11.002
42. Hooker T.D., Compton J.E. Forest ecosystem carbon and nitrogen accumulation during the first century after agricultural abandonment // *Ecol. Appl.* 2003. V. 13. № 2. P. 99–313. doi 10.1890/1051-0761(2003)013[0299:FECANA]2.0.CO;2
43. Kovac L. Effects of soil type on collembolan communities in agroecosystems // *Acta Zool. Fenn.* 1994. № 195. P. 89–93.
44. Kurakov A.V., Davydova M.A., Byzov B.A. Microarthropods as regulators of the communities of microscopic fungi and biological activity in the litter of a mixed forest // *Eurasian Soil Sci.* 2006. V. 39. № 8. P. 838–847.
45. Larsen T., Schjonning P., Axelsen J. The impact of soil compaction on euedaphic Collembola // *Appl. Soil Ecol.* 2004. V. 26. P. 273–281. doi 10.1016/j.apsoil.2003.12.006
46. Melekhina E.N., Markarova M.Y., Shchemelinina T.N., Anchugova E.M., Kanev V.A. Secondary successions of biota in oil-polluted peat soil upon different biological remediation methods // *Eurasian Soil Sci.* 2015. V. 48. № 6. P. 643–653. doi 10.1134/S1064229315060071
47. Nielsen U.N., Osler G.H.R., Campbell C.D., Burslem D.F.R.P., van der Wal R. The influence of vegetation type, soil properties and precipitation on the composition of soil mite and microbial communities at the landscape scale // *J. Biogeogr.* 2010. V. 37. P. 1317–1328. doi 10.1111/j.1365-2699.2010.02281.x
48. Olejniczak I., Boniecki P., Kaliszewicz A., Panteleeva N. The response of tundra springtails (Collembola, Hexapoda) to human activity on the Murman coast of the Kola Peninsula, Russia // *Polar Sci.* 2018. V. 15. P. 99–103. doi 10.1016/j.polar.2017.12.005
49. Ponge J.F., Gillet S., Dubs F., Fedoroff E., Haese L., Sousa J.P., Lavelle P. Collembolan communities as bioindicators of land use intensification // *Soil Biol. Biochem.* 2003. V. 35. P. 813–826. doi 10.1016/S0038-0717(03)00108-1
50. Potapov M. Synopses on Palaearctic Collembola. V. 3. Isotomidae. Görlitz, 2001. 601 p.
51. Taskaeva A.A. Springtail (Collembola) assemblages in floodlands of the taiga zone of the Republic of Komi // *Entomological Rev.* 2009. V. 89. № 8. P. 965–974.
52. Thies C., Tschamntke T. Landscape structure and biological control in Agroecosystems // *Science*. 1999. V. 285. P. 893–895. doi 10.1126/science.285.5429.893
53. Tschamntke T., Klein A.M., Kruess A., Steffan-Dewenter I., Thies C. Landscape perspectives on agricultural intensification and biodiversity – ecosystem service management // *Ecology Lett.* 2005. V. 8. P. 857–874. doi 10.1111/j.1461-0248.2005.00782.x
54. van Capelle C., Schrader S., Brunotte J. Tillage-induced changes in the functional diversity of soil biota – A re-

- view with a focus on German data // *Europ. J. Soil Biol.* 2012. V. 50. P. 165–181. doi 10.1016/j.ejsobi.2012.02.005
55. Vandegehuchte M.L., Raschein U., Schütz M., Gwiazdowicz D.J., Rischl A.C. Indirect short- and long-term effects of aboveground invertebrate and vertebrate herbivores on soil microarthropod communities // *Plos one*. 2015. P. 1–22. doi 10.1371/journal.pone.0118679
56. van Straalen N.M. Evaluation of bioindicator systems derived from soil arthropod communities // *Applied soil ecology*. 1998. V. 9. P. 429–437.
57. Vesterdal L., Ritter E., Gundersen P. Change in soil organic carbon following afforestation of former arable land // *Forest Ecology and Management*. 2002. V. 169. P. 137–147.

Characteristics of the Microarthropod Communities in Postagrogenic and Tundra Soils of the European Northeast of Russia

A. A. Taskaeva^{a,*}, E. A. Mandrik^b, T. N. Konakova^a, and A. A. Kudrin^a

^a*Institute of Biology, Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167928 Russia*

^b*Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar, 167928 Russia*

*e-mail: taskaeva@ib.komisc.ru

Microarthropod communities (Oribatida, Mesostigmata, and Collembolans) in postagrogenic and tundra soils of the European Northeast of Russia are characterized. In the postagrogenic soils developed in places of former cultivation of perennial and annual crops, Collembolans predominate among microarthropods, while Oribatid predominate in the tundra soils. The population density of Mesostigmata is not subjected to significant changes. At the studied sites 58 species of Collembolans have been identified, including 33 species in the postagrogenic soils and 46 species in the tundra soils. A comparison of the species composition of spring-tails attests to significant differences in the structure of the complexes of dominant species, though no sharply specialized fauna has been found in the postagrogenic soils. No definite relationships between the particular soil properties and the numbers of different groups of microarthropods have been found, though these groups are definitely differentiated in dependence of the genetic type of studied soils.

Keywords: microarthropods, Collembolans, mites, postagrogenic soils, tundra

ВЛИЯНИЕ НОНИЛФЕНОЛОВ НА ЧИСЛЕННОСТЬ И ТАКСОНОМИЧЕСКУЮ СТРУКТУРУ ПОЧВЕННОГО МИКРОБНОГО СООБЩЕСТВА

© 2019 г. И. Л. Кузикова^{1, *}, Т. Б. Зайцева¹, А. А. Кичко², С. В. Зиновьева¹, А. Д. Руссу¹, Н. В. Маячкина¹, Н. Г. Медведева¹

¹Санкт-Петербургский научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, Россия, 197110, Санкт-Петербург, ул. Корпусная, 18

²Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной микробиологии, Россия, 196608, Санкт-Петербург, Пушкин 8, ш. Подбельского, 3

*e-mail: ilkuzikova@ya.ru

Поступила в редакцию 23.06.2018 г.

После доработки 12.09.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

В условиях модельных экспериментов проведен комплексный анализ влияния гормоноподобного ксенобиотика нонилфенола на численность, таксономическую структуру микробного сообщества и фитотоксичность дерново-подзолистой суглинистой почвы (Eutric Albic Retisol (Abruptic, Loamic, Agic, Ochric)). Объектом исследования являлись верхние горизонты дерново-подзолистой суглинистой почвы, отобранные в Ленинградской области. Численность и групповой состав почвенной микробиоты определяли общепринятыми в почвенной микробиологии методами высева почвенной суспензии на стандартные питательные среды. Таксономический состав микробного сообщества изучали с использованием метода пиросеквенирования (Illumina MiSeq). Содержание нонилфенолов в почвенных образцах определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Фитотоксичность почвенных образцов оценивали по отношению к тест-культуре пшенице мягкой (*Triticum aestivum*). Установлено, что нонилфенолы вызывают дозо- и время зависимое изменение численности основных физиологических групп почвенных микроорганизмов. В присутствии нонилфенолов происходит значительное увеличение количества гетеротрофных и олиготрофных микроорганизмов, а также бактерий, толерантных к нонилфенолу. Наиболее чувствительными к нонилфенолам являются актиномицеты и спорообразующие бактерии. Под воздействием нонилфенолов сокращается видовое разнообразие почвенного микробиоценоза. В таксономической структуре микробного сообщества доминирующим филумом становится *Proteobacteria* (78%). В загрязненной нонилфенолами почве происходит снижение интенсивности процессов микробиологической минерализации азотсодержащих органических веществ, а также замедление процессов иммобилизации азота. Выявлена фитотоксичность образцов почвы, загрязненной высокой дозой нонилфенолов 300 мг/кг, в течение месячного инкубирования. Полученные результаты могут быть использованы при разработке научно-обоснованной методологии биоремедиации почв, загрязненных гормоноподобными токсикантами. Изменения филогенетической структуры почвенных микробиоценозов могут выступать в качестве чувствительного биоиндикатора экологического состояния почв.

Ключевые слова: дерново-подзолистая суглинистая почва, Albic Retisol (Abruptic, Loamic, Ochric), биоразнообразие, фитотоксичность

DOI: 10.1134/S0032186X19060078

ВВЕДЕНИЕ

Среди загрязнителей окружающей среды в последние годы выделяют гормоноподобные ксенобиотики, которые могут быть причиной серьезных репродуктивных аномалий у живых организмов, вызывая у них феминизацию, снижение фертильности, гермафродитизм [32]. Свойство гормоноподобных ксенобиотиков вмешиваться в репродуктивный процесс обусловлено их способ-

ностью связываться со специфическими рецепторами половых стероидов и маскироваться под естественные половые гормоны (тестостерон, эстрадиол). Последнее обусловлено тем, что подобно стероидным гормонам, в структуре многих гормоноподобных ксенобиотиков присутствует фенольное кольцо.

Одно из ведущих мест среди гормоноподобных загрязнителей окружающей среды занимают

нонилфенолы (НФ). НФ используются при производстве поверхностно-активных веществ — оксигетилированных нонилфенолов, присадок к смазочным маслам, смол и других полимеров, пестицидов и др. Массовое попадание НФ в окружающую среду обусловлено и их образованием в результате разложения неионогенных поверхностно-активных веществ — нонилфенолэтоксилатов, широко используемых в промышленности и быту. Доля НФ в мировом производстве составляет 85% от всех производимых алкилфенолов. В результате сброса бытовых и промышленных стоков НФ загрязнены поверхностные воды как пресноводных, так и морских экосистем. Почвы могут быть загрязнены НФ за счет размещения осадков сточных вод (ОСВ). Загрязнение почвы НФ происходит и при не санкционированных свалках твердых биологических отходов. В Западной Европе и Северной Америке около 30% всех ОСВ используются в сельском хозяйстве. В Великобритании ОСВ используют для удобрения около 1.5% сельскохозяйственных угодий. Для этого на поля вносится около 350 тыс. т ОСВ в пересчете на сухое вещество. В Российской Федерации ежегодно накапливается около 2.6 млн т ОСВ в пересчете на сухое вещество [10]. Из этого количества от 4 до 10% используется в качестве удобрений [5]. В зависимости от количества внесенных органических удобрений (навоза) и осадков сточных вод содержание НФ в почвах варьирует в пределах 0.01–4900 мкг/кг сухой почвы [24, 33]. Сильнозагрязненные почвы могут содержать сотни миллиграмм НФ в 1 кг почвы [14]. НФ оказывают токсическое воздействие на водные и почвенные организмы, такие как водоросли, ракообразные, моллюски, рыбы, ногохвостки, дождевые черви, растения и др. [6, 16, 21, 36, 38]. Благодаря высокой биоаккумуляционной способности НФ могут накапливаться в водных и почвенных организмах, а также в растениях [15]. Продвигаясь по пищевой цепи, НФ попадают и в организм человека, представляя серьезную угрозу для здоровья.

В силу этих причин в ряде стран Европейского Союза введены ограничения на производство и использование НФ, регламентировано содержание НФ в объектах окружающей среды. Использование НФ в странах ЕС ограничено с 2005 г. НФ и его прекурсор — этоксилированный НФ включены в Список приоритетных опасных веществ Водной рамочной директивы ЕС. В соответствии с Нормативами качества окружающей среды (Приложение I Директива 2008/105/ЕС) предельно допустимая концентрация НФ в водоемах составляет 2 мкг/дм³. Содержание НФ в окружающей среде строго контролируется в США и Канаде. По нормам Агентства Соединенных Штатов по защите окружающей среды (ЕРА) содержание НФ в пресных и соленых водах не должно превышать 6.6 и 1.7 мкг/л соответственно, а в почве —

2.6 мкг/кг. В Канаде допускается более высокое содержание НФ в почве, от 5.7 до 14 мкг/кг в зависимости от их назначения, а нормативы содержания НФ в водоемах более строгие по сравнению с США — 1.0 и 0.7 мкг/л для пресноводных и соленых водоемов соответственно. Однако многие страны, включая Россию, Китай, Индию, продолжают производить и использовать НФ в больших количествах, содержание НФ в объектах окружающей среды в этих странах не регламентируется.

При попадании НФ в почву большая часть поллютанта остается в поверхностных слоях (0–20 см), с глубиной количество НФ уменьшается [26]. С течением времени в почве за счет биологических процессов (главным образом микробиологической деструкции) происходит деградация НФ. Время полураспада НФ в почве T_{50} в лабораторных условиях составляет от одного до 25 дней в зависимости от исходной концентрации НФ и типа почвы. При этом в конце эксперимента (до 120 дней) в почве остается до 30% НФ от исходного содержания [23]. Неполную деградацию НФ в почвах объясняют его прочной сорбцией органическим материалом, главным образом, гуминовыми кислотами [25]. В полевых условиях деградация НФ в почвах происходит значительно медленнее. Так, при исходном содержании НФ в почве 0.887 мкг/кг T_{50} в лабораторных экспериментах и полевых условиях составляет 12 и 257 дней соответственно [23].

Проблема очистки загрязненных НФ почв как на теоретическом, так и на практическом уровне разработана недостаточно. За рубежом из донных отложений, активных илов очистных сооружений, загрязненных почв выделяют культуры бактерий, дрожжей и грибов, способных трансформировать и/или использовать НФ в качестве источника углерода и энергии [17, 28, 39], изучаются процессы фиторемедиации почв [23]. Практически отсутствуют в литературе данные по влиянию НФ на почвенную микробиоту, в том числе на видовое разнообразие микробоценозов. В России исследования по этим проблемам до настоящего времени не проводились.

Цель настоящего исследования — изучение влияния гормоноподобного ксенобиотика НФ на численность, таксономическую структуру микробного сообщества и токсичность дерново-подзолистой суглинистой почвы (Eutric Albic Retisol (Abruptic, Loamic, Aric, Ochric)) Ленинградской области.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В работе использовали верхние горизонты (0–20 см) дерново-подзолистой суглинистой почвы (Eutric Albic Retisol (Abruptic, Loamic,

Таблица 1. Агрохимическая характеристика дерново-подзолистой суглинистой почвы

C _{орг}	N _{общ}	pH		Hг	Ca + Mg	V, %	P ₂ O ₅	K ₂ O	N-NH ₄	N-NO ₃
%		H ₂ O	HCl	смоль(экв)/кг			мг/кг			
3.42	0.139	6.7	6.1	3.4	12.9	79.1	109.0	156.5	50.3	55.8

Примечание. Hг — гидролитическая кислотность, V — степень насыщенности основаниями.

Agic, Ochric)), отобранной с опытного поля Санкт-Петербургского государственного аграрного университета (г. Пушкин). Агрохимические показатели почвы, просеянной через сито (2 мм), определяли по стандартным методикам [2]. Агрохимическая характеристика почвы представлена в табл. 1.

Технический НФ CAS: 84852-15-3 производства Sigma-Aldrich, США растворяли в 4 мл ацетона и добавляли к 10 г стерильного кварцевого песка. После выпаривания ацетона (в течение 1 ч), обработанный НФ кварцевый песок смешивали с увлажненной почвой (60% от полной влагоемкости), создавая концентрацию НФ 30 и 300 мг/кг сухой почвы. В эксперименте использовали два контрольных варианта почв: 1 — дерново-подзолистую суглинистую с добавлением кварцевого песка (с предварительно выпаренным ацетоном, не содержащим НФ); 2 — дерново-подзолистую суглинистую с добавлением чистого кварцевого песка. Статистически значимых ($p \leq 0.05$) различий в численности и структуре микробного сообщества между вариантами 1 и 2 контрольных почв не выявлено (данные не представлены). Для определения абиотической убыли НФ в почвенных образцах постановку эксперимента проводили аналогично вышеописанной схеме с использованием стерильной дерново-подзолистой суглинистой почвы. Стерилизацию образцов почвы (по 100 г сухой почвы) обеспечивали автоклавированием при давлении 1 атм в течение 1 ч 20 мин. Стерильность почвенных образцов контролировали на 1, 30 и 90 сут эксперимента путем посева почвенной суспензии на стандартные питательные среды. Почвенные образцы инкубировали при комнатной температуре в течение 90 сут и влажности почвы 60% от полной влагоемкости. Увлажнение почвенных образцов проводили один раз в неделю до уровня 60% от полной влагоемкости. Пробы отбирали в 1, 30 и 90 сут эксперимента. Численности и групповой состав почвенной микробиоты определяли общепринятыми в почвенной микробиологии методами посева почвенной суспензии на стандартные питательные среды: мясо-пептонный агар (МПА) — гетеротрофные микроорганизмы, усваивающие органические формы азота; крахмало-аммиачный агар (КАА) — актиномицеты и бактерии, использующие минеральные формы азота; среду Эшби — олигонитрофильные микроорганизмы; Гетчинсона —

целлюлозоразрушающие микроорганизмы; МПА (1 : 10) — олиготрофные микроорганизмы. Численность спорообразующих бактерий учитывали на МПА, посев проводили из предварительно пастеризованной в течение 10 мин при температуре 80°C почвенной суспензии. Количество толерантных к НФ бактерий учитывали на среде, следующего состава: $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ — 0.4%, K_2HPO_4 — 0.15%, KH_2PO_4 — 0.15%, $\text{MgSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$ — 0.02%, агар-агар — 2% с добавлением 300 мг/л НФ. Десорбцию микроорганизмов с почвенных частиц осуществляли путем обработки водно-почвенной суспензии ультразвуком (частота 40 КГц) в ультразвуковой ванне DA-963 (КНР) в течение 10 мин, а затем встряхиванием на шейкере Certomat BS-1 (180 об./мин) в течение 10 мин. Коэффициент минерализации органических соединений рассчитывали как отношение численности микроорганизмов, усваивающих минеральные формы азота (учтенных на КАА), к численности микроорганизмов, усваивающих органические формы азота (учтенных на МПА); коэффициент олигонитрофильности рассчитывали как отношение численности олигонитрофильных микроорганизмов (учтенных на среде Эшби) к численности гетеротрофов (учтенных на МПА) [3]. Эксперименты проводили в трехкратной повторности.

Таксономический состав микробного сообщества образцов дерново-подзолистой суглинистой почвы изучали с использованием метода пиросеквенирования (Illumina MiSeq). Для молекулярно-генетического анализа отбирали пробы почв массой 0.5–1 г в трехкратной повторности. До выделения ДНК пробы хранили в герметично закрытых стеклянных флаконах при температуре –20°C. ДНК выделяли из навески почвы 0.5 г, согласно методике, описанной Андроновым с соавт. [1]. Очищенный препарат ДНК использовали в качестве матрицы в реакции ПЦР с универсальными праймерами к варибельному участку V4 гена 16S rPHK F515 GTGCCAGCMGCCGCGGTAA и R806 GGACTACVSGGGTATCTAAT с добавлением олигонуклеотидных идентификаторов для каждой пробы и служебных последовательностей, необходимых для пиросеквенирования. Используемые праймеры сконструированы на основе анализа нуклеотидных последовательностей, как бактерий, так и архей, и позволяют амплифицировать фрагмент гена 16S rPHK длиной примерно 400 п. н. Подготовку проб и секвенирование

проводили на приборе Illumina MiSeq согласно рекомендациям производителя. Секвенирование проводили с использованием оборудования ЦКП "Геномные технологии, протеомика и клеточная биология" ФГБНУ ВНИИСХМ. Данные обрабатывали с помощью программы QIIME 1.8.0 [12]. Сиквенсы объединяли в операционные таксономические единицы на основе 97%-ного порога сходства нуклеотидного состава. Общее разнообразие прокариотных сообществ (альфа-разнообразие) почвенных образцов оценивали по количеству выделенных операционных таксономических единиц, индексам Шеннона и Chao1 [11].

Для экстракции НФ из почвенных образцов к 1 г лиофильно высушенного почвенного образца добавляли 5 мл гексана, встряхивали в течение 1 мин, затем трижды по 15 мин обрабатывали ультразвуком (частота 40 КГц) в ультразвуковой ванне DA-963 (КНР). Далее добавляли 5 мл 0.095 М раствора тетрабутиламмоний сульфата в 50 мМ NaH_2PO_4 , встряхивали и снова обрабатывали ультразвуком дважды по 10 мин. После этого образцы центрифугировали 10 мин при 6000 об./мин и замораживали. Декантированные гексановые экстракты высушивали с безводным сульфатом натрия, а затем испаряли досуха в потоке газообразного азота. Полученные сухие экстракты растворяли в 400 мкл 100% ацетонитрила, центрифугировали при 10000 об./мин в течение 1 мин. Для получения пробы для хроматографирования к 200 мкл надосадочной жидкости добавляли 300 мкл дистиллированной воды.

Анализ содержания НФ проводили методом высокоэффективной жидкостной хроматографии на приборе Hewlett-Packard H 1090 с одноканальным детектором при длине волны 278 нм с разрешением 1.2 нм. Условия хроматографирования: колонка Discovery HS C18 (7.5 см \times 2.1 мм, 3 мкм) производства Supelco (США), температура колонки — 35°C, скорость потока элюента — 0.4 мл/мин, объем пробы — 200 мкл. В качестве элюента использовали 70%-ный водный раствор ацетонитрила, содержащий 0.1% трифторуксусной кислоты. Степень извлечения НФ из почвенных образцов составляла $98 \pm 1\%$. Коэффициенты скорости деструкции НФ в быстрой фазе (k) и корреляционные коэффициенты (R) рассчитывали согласно [19].

Фитотоксичность почвенных образцов определяли путем сравнения статистически значимых различий по длине корней и проростков пшеницы мягкой (*Triticum aestivum*), выросших на загрязненных и контрольных почвах через трое суток [8]. Критерием токсичности является ухудшение показателей развития растений в тестируемых вариантах более чем на 20% относительно контроля.

Статистическую обработку данных проводили с использованием пакета программ Statistica 6.0.

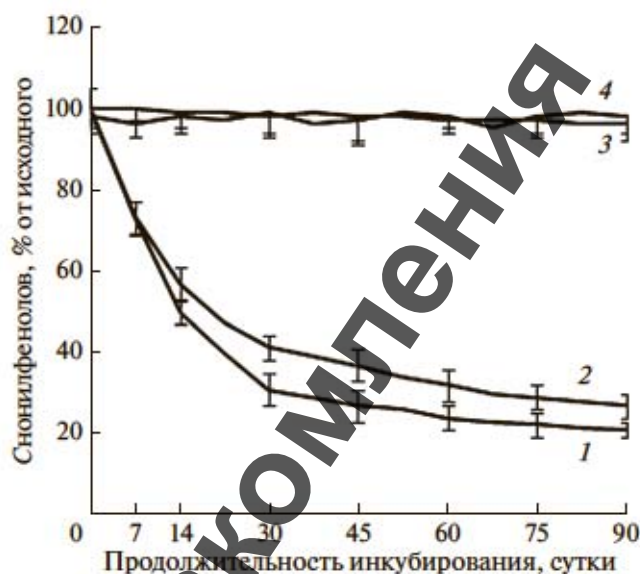


Рис. 1. Убыль НФ в дерново-подзолистой суглинистой почве: 1 — 30 мг НФ/кг а.с.п.; 2 — 300 мг НФ/кг; 3 — стерильная почва (30 мг НФ/кг); 4 — стерильная почва (300 мг НФ/кг).

Различия считали достоверными при уровне значимости $p < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Динамика содержания НФ в дерново-подзолистой суглинистой почве. В почвенных образцах происходит уменьшение содержания НФ вследствие его биodeградации, главным образом, почвенными микроорганизмами. На биологический характер процесса деструкции НФ указывает отсутствие его убыли в стерильных почвенных образцах (рис. 1).

Процесс убыли НФ состоит из двух фаз: быстрой и замедленной. В течение первых 30 сут инкубирования (быстрая фаза) в почвенных образцах деградировано 69 и 59% от внесенного НФ — 30 и 300 мг/кг сухой почвы соответственно. За быстрым периодом следует период замедленной убыли поллютанта, в течение которого биodeградации подверглось еще 10 и 14% НФ соответственно. К концу эксперимента (через 90 сут) в почвенных образцах оставалось 6.3 и 81.0 мг НФ/кг, что соответствует 21 и 27% от внесенных количеств НФ — 30 и 300 мг/кг.

Скорость деструкции НФ в быстрой фазе может быть выражена уравнением реакции первого порядка, что подтверждается высокими значениями корреляционных коэффициентов $R > 0.95$ (рис. 2, табл. 2).

Убыль НФ в почвенных образцах зависит от начальной концентрации поллютанта. С повышением исходной концентрации НФ от 30 до

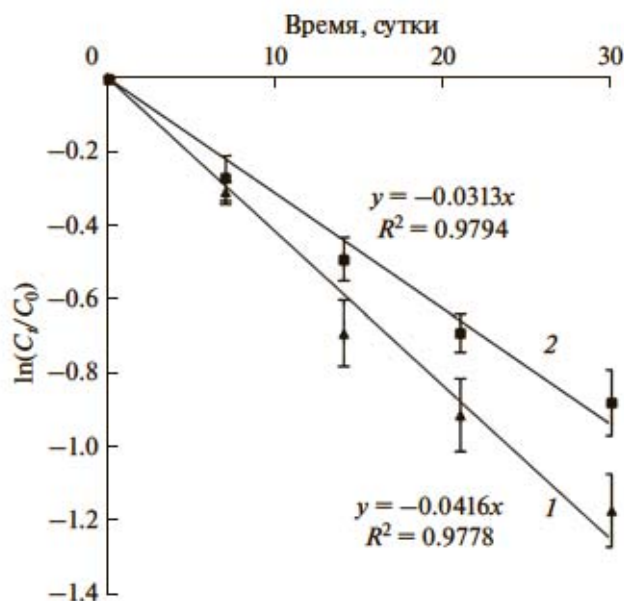


Рис. 2. Удаление НФ из среды как функция времени при исходном содержании 30 (1) и 300 мг/кг (2).

300 мг/кг скорость его биodeградации снижается в 1.3 раза, время полураспада НФ возрастает в 1.5 раза.

Выявленная двухстадийность убыли НФ и зависимость скорости биodeградации ксенобиотика от его содержания в дерново-подзолистой суглинистой почве согласуются с исследованиями [19], выполненными с использованием других типов почв: кислого глинистого грунта и известковой песчаной почвы.

Влияние НФ на численность основных физиологических групп микроорганизмов дерново-подзолистой суглинистой почвы. Внесение НФ в почву вызывает дозо- и время зависимые изменения численности основных физиологических групп микробного сообщества (табл. 3). Через сутки после загрязнения почвенных образцов 30 мг/кг НФ наблюдается статистически достоверное ($p < 0.05$) снижение численности актиномицетов и олиготрофных микроорганизмов в 3.4 и 1.8 раз соответственно. Десятикратное увеличение дозы НФ до 300 мг/кг после суточного инкубирования почвенных образцов привело к уменьшению содержания более широкого спектра исследуемых

бактериальных групп. Помимо снижения численности актиномицетов и олиготрофных бактерий в 2.7 и 3.9 раз соответственно, наблюдается уменьшение численности гетеротрофных микроорганизмов в 1.8 раза, олигонитрофилов в 2.4 раза и бактерий, усваивающих минеральные формы азота, в 1.6 раза. При этом статистически значимых отличий в количестве спорообразующих и целлюлозоразрушающих бактерий в загрязненных НФ и контрольных (незагрязненных НФ) вариантах в 1 сут эксперимента не выявлено.

Направленность действия НФ на численность отдельных групп микробного сообщества значительно изменяется после 30 и 90 сут воздействия токсиканта. При внесении как низкой дозы НФ (30 мг/кг), так и высокой (300 мг/кг) через 30 сут общая численность гетеротрофных микроорганизмов, в том числе целлюлозоразрушающих бактерий возрастает почти в 2 раза. В почвенных вариантах с низким содержанием НФ (30 мг/кг) наблюдается увеличение количества олигонитрофилов (на 59%), при этом в вариантах с высоким содержанием НФ (300 мг/кг) по сравнению с суточным воздействием токсиканта через 30 сут происходит восстановление численности олигонитрофильных микроорганизмов практически до уровня контрольных вариантов. Высокие дозы НФ также приводят к увеличению числа олиготрофных бактерий почти в 3 раза. Через 30 сут после внесения токсиканта в почвенные образцы в вариантах с низкой дозой НФ в микробном сообществе наблюдается восстановление численности актиномицетов, одной из наиболее чувствительных групп микроорганизмов, до контрольного уровня. Однако в почвенных образцах, загрязненных высокой дозой НФ, содержание актиномицетов и спорообразующих бактерий в 1.8 и 2.3 раза соответственно меньше по сравнению с контрольной почвой. Содержание бактерий, усваивающих минеральные формы азота, в почвенных образцах, загрязненных низкой дозой НФ, возрастает в 1.4 раза, в то время как десятикратное увеличение содержания НФ приводит к значительному (в 2.7 раза) сокращению численности этой группы микроорганизмов.

Через 90 сут инкубирования сохраняется тенденция к увеличению численности гетеротрофных и олиготрофных микроорганизмов в почвенных образцах, загрязненных НФ, выявленная через 30 сут, причем степень этого увеличения значительно возрастает: количество гетеротрофов увеличивается в 2.3 и 5 раз, олиготрофов — в 1.5 и 4 раза при исходном содержании НФ 30 и 300 мг/кг соответственно. Особо следует выделить группу целлюлозоразрушающих бактерий: увеличение вдвое их численности при высокой дозе НФ (300 мг/кг), наблюдавшееся через 30 сут инкубирования, по истечении 90 сут сменилось на значительное (на 57%) уменьшение их количе-

Таблица 2. Параметры биodeградации НФ в дерново-подзолистой суглинистой почве

Концентрация НФ, мг/кг	T_{50} , сутки	K , сутки ⁻¹	R^2
30	14.0	0.041	0.977
300	21.0	0.031	0.979

Таблица 3. Влияние НФ на численность различных физиологических групп почвенных микроорганизмов (\pm среднеквадратичное отклонение)

Содержание НФ, мг/кг	Физиологические группы микроорганизмов								Коэффициенты экологической структуры микробного сообщества	
	гетеротрофы $\times 10^7$	актиномицеты $\times 10^5$	спорообразующие бактерии $\times 10^6$	олигонитрофилы $\times 10^7$	целлюлозоразрушающие бактерии $\times 10^7$	олиготрофы $\times 10^7$	бактерии, усваивающие минеральные формы азота $\times 10^7$	коэффициент минерализации	коэффициент олигонитрофильности	
1 сутки										
Контроль	1.03 \pm 0.16	6.5 \pm 0.7	1.54 \pm 0.25	1.18 \pm 0.16	0.30 \pm 0.07	1.21 \pm 0.15	0.94 \pm 0.12	0.91 \pm 0.11	1.15 \pm 0.14	
30	0.79 \pm 0.29	1.9 \pm 0.3	1.87 \pm 0.41	0.88 \pm 0.04	0.26 \pm 0.06	0.69 \pm 0.05	0.75 \pm 0.15	0.95 \pm 0.10	1.11 \pm 0.12	
300	0.57 \pm 0.10	2.4 \pm 0.6	1.25 \pm 0.13	0.50 \pm 0.08	0.28 \pm 0.02	0.31 \pm 0.05	0.59 \pm 0.08	1.03 \pm 0.06	0.88 \pm 0.11	
30 суток										
Контроль	10.9 \pm 1.5	0.74 \pm 0.03	3.21 \pm 0.81	15.7 \pm 2.3	5.4 \pm 1.0	9.8 \pm 2.3	19.8 \pm 2.1	1.8 \pm 0.22	1.44 \pm 0.16	
30	20.5 \pm 3.9	0.88 \pm 0.15	2.45 \pm 0.33	25.0 \pm 2.8	10.2 \pm 0.7	13.7 \pm 0.7	28.7 \pm 3.2	1.4 \pm 0.18	1.22 \pm 0.14	
300	18.3 \pm 2.5	0.41 \pm 0.07	1.40 \pm 0.14	11.4 \pm 1.4	11.3 \pm 1.1	27.1 \pm 3.0	7.5 \pm 1.5	0.40 \pm 0.05	0.62 \pm 0.07	
90 суток										
Контроль	6.3 \pm 1.7	1.63 \pm 0.21	2.78 \pm 0.44	6.8 \pm 1.2	23.8 \pm 4.8	8.2 \pm 1.5	10.8 \pm 1.2	1.71 \pm 0.22	1.08 \pm 0.11	
30	14.6 \pm 2.5	1.21 \pm 0.12	2.72 \pm 0.30	8.9 \pm 1.6	30.1 \pm 2.5	12.4 \pm 2.1	19.0 \pm 2.6	1.30 \pm 0.11	0.61 \pm 0.06	
300	31.4 \pm 6.4	0.79 \pm 0.11	1.16 \pm 0.23	5.6 \pm 1.7	10.2 \pm 1.1	32.6 \pm 4.1	15.1 \pm 1.3	0.48 \pm 0.06	0.18 \pm 0.03	

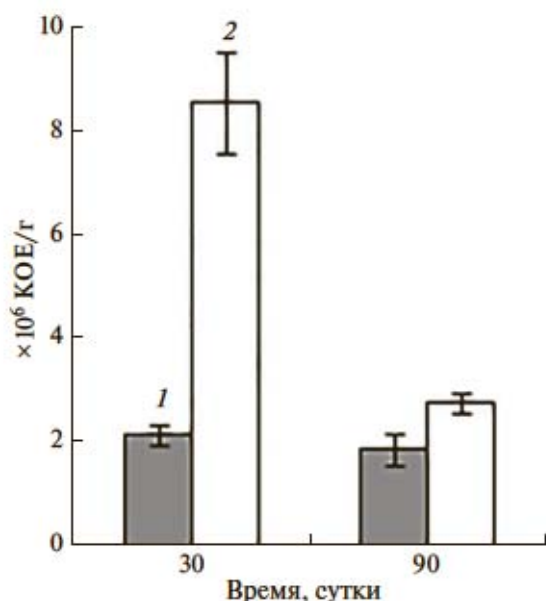


Рис. 3. Численность микроорганизмов, толерантных к НФ: 1 — контроль, 2 — 300 мг НФ/кг.

ства. Выявленный эффект, возможно, связан с высокой чувствительностью данной группы микроорганизмов к образовавшимся продуктам деградации НФ. Противоположный эффект наблюдался при определении количества бактерий, усваивающих минеральные формы азота: после 90 сут инкубирования их численность в почвенных вариантах, загрязненных НФ в концентрации 300 мг/кг, возросла по сравнению с контрольными в 1.4 раза. Наиболее чувствительными к воздействию НФ при концентрации 300 мг/кг являются актиномицеты, спорообразующие и целлюлозоразрушающие бактерии. При инкубировании почвенных образцов в течение 90 сут наблюдается статистически достоверное ($p \leq 0.05$) уменьшение их содержания в почве по сравнению с контрольным вариантом.

Учитывая важную роль актиномицетов в процессе почвообразования и разложении недоступных для бактерий трудногидролизуемых соединений, выявленное снижение численности актиномицетов по мере возрастания уровня нагрузки, и на фоне увеличения общей численности гетеротрофных бактерий может привести к изменению интенсивности и направленности элементарных почвенных процессов. Снижение численности актиномицетов характерно для многих антропогенно-нарушенных почв [4, 9].

Дозозависимое увеличение микробной биомассы в первые 7 сут инкубирования ранее отмечено в образцах кислого глинистого грунта и известковой песчаной почвы, загрязненных НФ в концентрации от 80 до 240 мг/кг, о чем свидетельствует рост количества микробного углерода и

азота. Однако в отличие от наших результатов при дальнейшем инкубировании почв (до 120 сут) различия между обработанными НФ и контрольными вариантами были незначительными [19]. Увеличение общего числа бактериальных клеток, в том числе метаболически активных, зафиксировано в донных осадках, загрязненных НФ [20].

Увеличение численности отдельных групп микроорганизмов при загрязнении почвы НФ, скорее всего, связано с использованием его микроорганизмами как дополнительного питательного субстрата. При этом количество чувствительных к НФ микроорганизмов снижается, а устойчивые формы активно развиваются, о чем свидетельствуют полученные данные по численности толерантных к НФ бактерий (рис. 3). Количество толерантных к НФ микроорганизмов через 30 и 90 сут культивирования в 4 и 1.5 раза соответственно, превышает численность толерантных микроорганизмов в контрольной почве, не содержащей НФ.

В пользу предположения об использовании микроорганизмами НФ как источника углерода свидетельствуют многочисленные данные об участии микроорганизмов различных таксономических групп в процессах биodeградации НФ [22, 27, 29]. Рост общей численности бактерий, в том числе за счет увеличения популяции бактерий-деструкторов, наблюдался при загрязнении почвы другими ксенобиотиками: нафталином, нефтью, дизельным топливом, диоктилфталатом и др. [9].

Снижение коэффициентов минерализации и олигонитрофильности через 30 и 90 сут инкубирования почвенных образцов свидетельствует о замедлении интенсивности процессов микробиологической минерализации органических веществ и процессов иммобилизации азота в загрязненных НФ почвах.

Влияние НФ на таксономический состав микробного сообщества дерново-подзолистой суглинистой почвы. При загрязнении НФ дерново-подзолистой суглинистой почвы происходит изменение не только численности, но и таксономического состава микробного сообщества (рис. 4).

Анализ структуры почвенных микробных сообществ, при помощи высокопроизводительного секвенирования гена 16S рРНК показал, что абсолютное большинство в контрольных (незагрязненных НФ) образцах дерново-подзолистой почвы на уровне доменов, составляют бактерии (94.1%), доля архей 4.7%. Структура прокариотных сообществ исследуемой почвы сформирована преимущественно филумами *Actinobacteria*, *Proteobacteria*, *Firmicutes*, *Chloroflexi*, *Bacteroidetes*, *Acidobacteria*, *Planctomycetes*, *Gemmatimonadetes*, составляющими обычно ядро почвенных бактериальных сообществ [18], и археем филума *Crenarchaeota*, являющимся устойчивым и универсальным компо-

нентом почвенного микробного сообщества. Наибольшие доли в микробиоме почвы имеют группы *Actinobacteria* (48%) и *Proteobacteria* (20.5%), часто занимающие доминантное положение в почвенных микробных сообществах. Помимо актинобактерий и протеобактерий, значительную долю в незагрязненной НФ почве составляют представители групп *Firmicutes* (9.0%), *Chloroflexi* (5.4%), *Bacteroidetes* (3.7%), *Acidobacteria* (3.2%), *Planctomycetes* (1.2%), *Gemmatimonadetes* (1.1%), *Cyanobacteria* (1%). Небольшой вклад менее 1% в общий состав микробного сообщества вносят филумы *Verrucomicrobia* и *Nitrospirae*. Доля неидентифицированных доменов составила 0.8%.

При сравнительном анализе таксономической структуры микробного сообщества через сутки после внесения 30 мг НФ/кг абсолютно сухой почвы выявлено, что по сравнению с контрольными образцами почвы соотношение доминирующих бактериальных филумов практически не изменилось, однако доля минорных филумов *Cyanobacteria* и *Nitrospirae* возросла в 1.7 и 2 раза соответственно. Число архей группы *Crenarchaeota*, представленных родом *Candidatus nitrososphaera*, увеличилось на 40%. На уровне родов отмечается сокращение доли прокариот *Cellulomonas*, *Rhodococcus*, *Flavisolibacter*, *Anaerolinea*.

При десятикратном (до 300 мг/кг) увеличении внесенной в почву дозы НФ выявлены значительные изменения таксономического состава микробного сообщества. На уровне доменов происходит снижение относительной доли практически всех выявленных групп бактерий и архей, за исключением доминирующего филума *Actinobacteria*, доля которого возросла до 80% от общего микробного сообщества, а на уровне семейства *Micrococcaceae*, преобладающего в этом филуме, до 70%. При этом содержание бактерий рода *Cellulomonas*, относящегося к филуму *Actinobacteria*, сократилось более чем в 2 раза. Количество протеобактерий, представленных в основном бактериями из семейств *Comamonadaceae* и *Xanthomonadaceae* родов *Ramlibacter* и *Lysobacter*, соответственно, снизилось с 20.5 до 6.8%. Относительная доля филумов *Acidobacteria*, *Bacteroidetes*, *Chloroflexi*, *Cyanobacteria*, *Gemmatimonadetes*, *Planctomycetes*, *Verrucomicrobia* сократилась от 3 до 5 раз. На уровне родов наблюдается значительное уменьшение доли архей рода *Candidatus nitrososphaera* и бактерий родов *Cellulomonas*, *Mycobacterium*, *Rhodococcus*, *Flavisolibacter*, *Anaerolinea*, *Bacillus*, *Clostridium*, *Kaistobacter*, *Polaromonas*, *Ramlibacter*, *Anaeromyxobacter*, *Lysobacter*.

Через 90 сут инкубирования содержание идентифицированных архей в опытных образцах почв не отличалось от контрольных образцов и составило 0.9%.

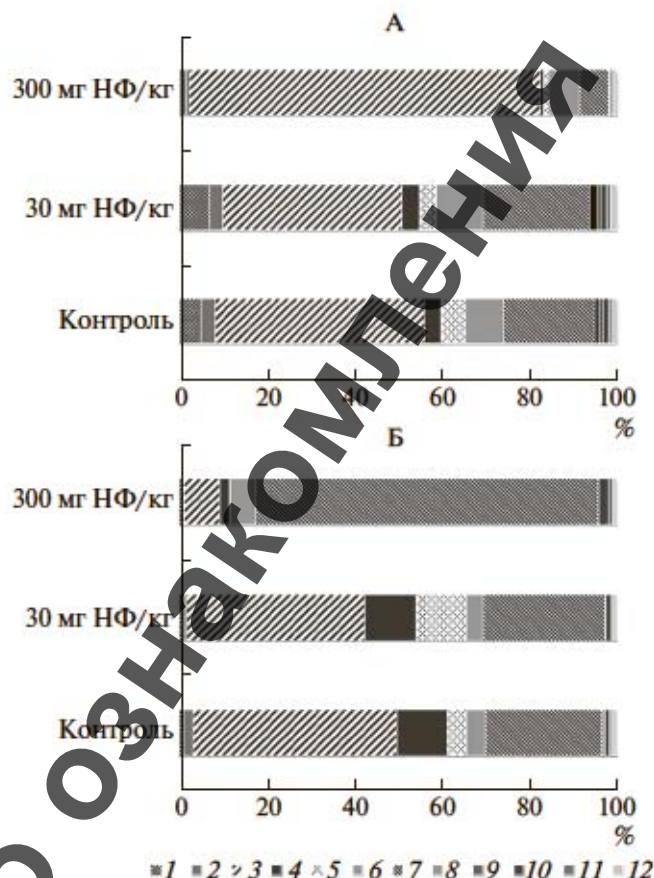


Рис. 4. Таксономическая структура (на уровне филумов) прокариотных сообществ дерново-подзолистой супринуистой почвы в условиях действия НФ в течение 1 (А) и 90 (Б) суток. 1 – *Crenarchaeota*, 2 – *Acidobacteria*, 3 – *Actinobacteria*, 4 – *Bacteroidetes*, 5 – *Chloroflexi*, 6 – *Firmicutes*, 7 – *Proteobacteria*, 8 – *Cyanobacteria*, 9 – *Gemmatimonadetes*, 10 – *Planctomycetes*, 11 – *Verrucomicrobia*, 12 – другие.

Значительные изменения в опытных образцах почв произошли в таксономической структуре на уровне бактериальных сообществ. В варианте с внесенным в почву НФ в дозе 300 мг/кг через 90 сут доля доминирующего филума *Actinobacteria* снизилась до 8.1%, как по сравнению с суточным воздействием НФ (80.4%), так и по сравнению с содержанием филума в контрольной почве (46.9%). Следует отметить, что внесение более низкой дозы НФ – 30 мг/кг по истечении 90 сут не привело к значимому изменению доли *Actinobacteria* как по сравнению с контрольной почвой, так и суточным воздействием НФ. Однако при этом наблюдается сокращение доли филумов *Acidobacteria* и *Gemmatimonadetes* и увеличение доли *Chloroflexi*.

При внесении в почву 300 мг НФ/кг через 90 сут сохраняется тенденция к дальнейшему сокращению относительной доли филумов *Acidobacteria*, *Gemmatimonadetes*, *Bacteroidetes* и *Chloroflexi*.

Таблица 4. Число секвенированных последовательностей гена 16s-rРНК, операционных таксономических единиц (ОТЕ), и рассчитанные индексы разнообразия Шеннона и Chao1 для почвенных образцов

Показатель	1 сутки			90 суток		
	контроль	30 мг НФ/кг	300 мг НФ/кг	контроль	30 мг НФ/кг	300 мг НФ/кг
Количество сиквенсов	2512	2095	4180	3346	3763	4180
Количество ОТЕ	963 ± 48	926 ± 21	640 ± 59	800 ± 71	751 ± 25	671 ± 25
Индекс Шеннона	8.32 ± 0.13	8.71 ± 0.01	3.62 ± 0.41	6.74 ± 0.21	6.62 ± 0.09	5.45 ± 0.19
Индекс Chao1	2660 ± 526	2665 ± 273	2060 ± 311	2327 ± 405	2187 ± 211	1852 ± 69

lexi. Однако на фоне снижения вышеперечисленных групп бактерий доля филумов *Proteobacteria*, *Verrucomicrobia*, *Planctomycetes*, *Cyanobacteria*, напротив, возрастает. При этом доминирующим филумом в таксономической структуре микробного сообщества становится *Proteobacteria*, доля которого превышает 78%. Увеличение доли *Proteobacteria* на уровне родов происходит в основном за счет *Acinetobacter*, *Lysobacter*, *Ramlibacter*, а также родов *Pseudomonas*, *Thermomonas* и *Geobacter*, среди представителей которых выявлены деструкторы алкилфенолов [30, 31, 37]. Следует отметить, что доминирование протеобактерий является характерной чертой для нарушенных почвенных местообитаний, в том числе загрязненных токсичными ксенобиотиками [9]. Протеобактерии, включая *Alphaproteobacteria*, *Betaproteobacteria* и *Gammaproteobacteria*, были доминирующей группой в процессах биодеструкции НФ в грунтовых водах, загрязненных сточными водами [26]. Ванг с соавт. [35] также указывали на доминирование *Gammaproteobacteria* и *Alphaproteobacte-*

ria, наряду с *Bacteroidetes* в речных донных осадках, загрязненных НФ.

Загрязнение почвы НФ в концентрации 300 мг/кг обедняет видовой состав микробиоценоза, на что указывает снижение индексов Шеннона, Chao1 и количества операционных таксономических единиц. В присутствии низких доз НФ (30 мг/кг) видовое разнообразие прокариотного сообщества дерново-подзолистой суглинистой почвы практически не отличается от контрольных вариантов (табл. 4).

Уменьшение видового разнообразия бактериоценозов ранее отмечалось в почвах, характерных для вадозных зон русла рек северного Китая, загрязненных эндокринными деструкторами [26], а также в донных осадках, содержащих НФ в концентрации 125–150 мг/кг, как в аэробных [35], так и анаэробных условиях [13]. Однако имеются и противоположные результаты. Китайские исследователи экспериментально установили увеличение видового разнообразия бактериального сообщества речных осадков в анаэробных условиях под воздействием НФ в концентрации 100 мг/кг [34].

Обработанные НФ почвы (300 мг/кг) обладают фитотоксичностью (пшеница *Triticum aestivum*) на протяжении месячного инкубирования (рис. 5).

По истечении трехмесячного периода наблюдений фитотоксичность загрязненных образцов почв в отношении данных тест-объектов не выявлена, что может быть связано со значительной (до 78%) деструкцией НФ почвенными микроорганизмами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В образцах дерново-подзолистой суглинистой почвы, загрязненных НФ, происходит снижение содержания гормоноподобного ксенобиотика в основном за счет его биодеструкции почвенными микроорганизмами. После 90 сут инкубирования в почве было деградировано более 70% поллютанта при исходном его содержании 30 и 300 мг/кг. С увеличением исходного содержания НФ в почве

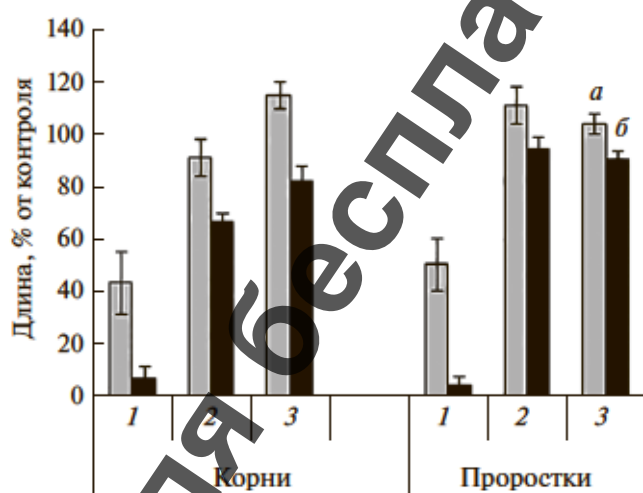


Рис. 5. Влияние загрязнения почвы НФ (30 (а) и 300 мг/кг (б)) на фитотоксичность в отношении пшеницы мягкой *Triticum aestivum*: 1 – 1, 2 – 30, 3 – 90 сут.

возрастает время его полураспада и снижается скорость деструкции.

Нонилфенолы оказывают дозо- и время зависимое влияние на численность основных групп почвенных микроорганизмов. Выявлена различная чувствительность микроорганизмов основных физиологических групп к ксенобиотику. В присутствии НФ происходит значительное увеличение количества гетеротрофных и олиготрофных микроорганизмов, а также бактерий, толерантных к НФ. Наиболее чувствительными к НФ являются актиномицеты и спорообразующие бактерии. По истечении длительного 90-суточного срока инкубирования при значительном (до 73%) уменьшении содержания НФ в почве количество этих микроорганизмов не восстанавливается, их численность не превышает 50% от содержания в контрольной, не загрязненной НФ почве.

При загрязнении НФ дерново-подзолистой суглинистой почвы выявлены значительные сдвиги в таксономическом составе микробного сообщества. Существенные изменения отмечены в соотношении филумов, занимающих наибольшие доли в микробиоме: *Actinobacteria* и *Proteobacteria*. Через 90 сут доля *Actinobacteria* сократилась до 8%, при этом доминирующим филумом в таксономической структуре микробного сообщества становится *Proteobacteria*, доля которого превысила 78%. Увеличение доли *Proteobacteria* на уровне родов происходит в основном за счет *Acinetobacter*, *Lysobacter*, *Ramlibacter*, а также *Pseudomonas*, *Thermomonas* и *Geobacter*, среди представителей которых выявлены деструкторы алкилфенолов. В загрязненной НФ почвах формируется новое микробное сообщество. Согласно количеству обнаруженных операционных таксономических единиц на основе 97%-ного порога сходства нуклеотидного состава, индексов Шеннона и Chao1, характерной чертой микробиоценоза дерново-подзолистой почвы, загрязненной НФ, становится более низкий уровень видового разнообразия.

Оценка коэффициентов эколого-трофической структуры микробного сообщества исследуемой почвы показала, что в дерново-подзолистой почве, загрязненной НФ, происходит снижение интенсивности процессов микробиологической минерализации азотсодержащих органических веществ, а также замедление процессов иммобилизации азота.

Выявлена фитотоксичность образцов почвы, загрязненной высокой дозой НФ 300 мг/кг в течение месячного инкубирования.

Полученные результаты могут быть использованы при разработке научно-обоснованной методологии биоремедиации почв, загрязненных гормоноподобными токсикантами. Изменения филогенетической структуры почвенных микробиоценозов могут выступать в качестве чувствительного биоиндикатора экологического состояния почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 гг. в ходе реализации темы “Воздействие антропогенных гормоноподобных загрязнителей на почвенные и водные микробиоценозы Северо-Запада РФ” г.р. № 01201360068.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андронов Е.Е., Петрова С.Н., Чижевская Е.П., Коростик Е.В., Ахтемова Т.А., Пинаев А.Г. Влияние внесения генетически модифицированного штамма *Sinorhizobium meliloti* АСН-5 на структуру почвенного сообщества микроорганизмов // Микробиология. 2009. Т. 78. № 4. С. 525–534.
2. Ариушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 488 с.
3. Воробьева Р.Н., Давыдов А.С., Ананьева Ю.С. Экологическая оценка осадков сточных вод по влиянию на биологическую активность почвы // Вестник Алтайского гос. ун-та. 2003. № 4. С. 53–60.
4. Горюнов А.В. Показатели структуры микробиоценоза почв г. Ростова-на-Дону как инструмент мониторинга состояния антропогеннопреобразованных почв // Научный журнал КубГАУ. 2013. № 89(05). С. 1–13.
5. Касатиков В.А. Агроэкологические и технологические аспекты использования нетрадиционных видов органических удобрений // Всерос. научно-методическая конф. “Совершенствование организации и методологии агрохимических исследований в Географической сети опытов с удобрениями”. М.: ВНИИА, 2006. 176 с.
6. Кондакова А.С., Черняев А.П., Соколова Л.И. Определение 4-НФа в природных водах методом высокоэффективной жидкостной хроматографии // Вода: химия и экология. 2012. № 12. С. 115–120.
7. Медведева Н.Г., Поляк Ю.М., Зиновьева С.В., Зайцева Т.Б. Влияние иприта и продуктов его гидролиза на почвенную микробиоту // Почвоведение. 2000. № 8. С. 1023–1028.
8. Методика выполнения измерений всхожести семян и длины корней проростков высших растений для определения токсичности техногенно загрязненных почв. ФР.1.39.2006.02264. СПб., 2009. 19 с.
9. Панов А.В., Есикова Т.З., Соколов С.Л., Кошелева И.А., Боронин А.М. Влияние загрязнения почвы на состав микробного сообщества // Микробиология. 2013. Т. 82. № 2. С. 239–246. doi 10.7868/S0026365613010114
10. Плеханова И.О. Степень самоочищения агродерново-подзолистых супесчаных почв, удобренных осадком сточных вод // Почвоведение. 2017. № 4. С. 506–512. doi 10.1134/S1064229317040081
11. Чирак Е.Л., Першина Е.В., Дольник А.С., Кутюева О.В., Василенко Е.С., Козут Б.М., Мерзлякова Я.В., Андронов Е.Е. Таксономическая структура микробных сообществ в почвах различных типов по данным высокопроизводительного секвенирования библиотек гена 16S-rРНК // Сельскохозяйственная

- биология. 2013. № 3. С. 100–109. doi 10.15389/agrobiology.2013.3.100eng
12. Caporaso J.G., Kuczynski J., Stombaugh J. et al. QIIME allows analysis of high-throughput community sequencing data // *Nature Methods*. 2010. V. 5. № 7. P. 335–336.
 13. Chang B.V., Lu Z.J., Yuan S.Y. Anaerobic degradation of nonylphenol in subtropical mangrove sediments // *J. Hazardous Materials*. 2009. V. 165. P. 162–167. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2008.09.085>
 14. Das K.C., Xia K. Transformation of 4-nonylphenol isomers during biosolids composting // *Chemosphere*. 2008. V. 70. P. 761–768. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2007.07.039>
 15. Doucette W., Wheeler B.R., Chard J.K., Bugbee B., Naylor C.G., Carbone J.P., Sims R.C. Uptake of nonylphenol and nonylphenol ethoxylates by crested wheatgrass // *Environ. Sci. Technol.* 2005. V. 24. P. 2965–2972. <https://doi.org/10.1897/05-171R.1>
 16. Ekelund R., Bergman A., Granmo A., Berggren M. Bioaccumulation of 4-nonylphenol in marine animals: a re-evaluation // *Environ. Poll.* 1990. V. 64. P. 107–120. [https://doi.org/10.1016/0269-7491\(90\)90108-O](https://doi.org/10.1016/0269-7491(90)90108-O)
 17. Fujii K., Urano N., Ushio H., Satomi M., Kimura S. *Sphingomonas cloacae* sp. nov., a nonylphenol-degrading bacterium isolated from wastewater of a sewage-treatment plant in Tokyo // *Int. J. Syst. Evol. Microbiol.* 2001. V. 51. P. 603–610. doi 10.1099/00207713-51-2-603
 18. Hansel C., Fendorf S., Jardine S., Francis C. Changes in bacterial and archaeal community structure and functional diversity along a geochemically variable soil profile // *Appl. Environ. Microbiol.* 2008. V. 74. P. 1620–1633. doi 10.1128/AEM.01787-07
 19. Hseu Z.Y. Response of microbial activities in two contrasting soils to 4-nonylphenol treated with biosolids // *Chemosphere*. 2006. V. 64. P. 1769–1776. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2005.12.042>
 20. Jontofsohn M., Stoffels M., Hartman A., Pfister G. et al. Influence of nonylphenol on the microbial community of lake sediments in microcosms // *The Science of the Total Environment*. 2002. V. 285. P. 7–10. <https://doi.org/10.1007/BF02991042>
 21. Kim Y., Korshin G.V., Velichenko A.B. Comparative study of electrochemical degradation and ozonation of nonylphenol // *Water Res.* 2005. V. 39. P. 2527–2534. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2005.04.070>
 22. Kuzikova I., Safronova V., Zaytseva T., Medvedeva N. Fate and effects of nonylphenol in the filamentous fungus *Penicillium expansum* isolated from the bottom sediments of the Gulf of Finland // *J. Marine Systems*. 2017. V. 171. P. 111–119. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.003>
 23. Langdon K.A., Warne M.St.J., Smernik R.J., Shareef A., Kookana R.S. Degradation of 4-nonylphenol, 4-t-octylphenol, bisphenol A and triclosan following biosolids addition to soil under laboratory conditions // *Chemosphere*. 2011. V. 84. P. 1556–1562. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2011.05.053>
 24. Leschter R. PART I. Evaluation of the relevance of organic micro-pollutants in sewage sludge. In: Background values in European soils and sewage sludges. Results of a JRC-coordinated study on background values. Edited by B.M. Gawlik and G. Bidoglio. European Communities, 2006. 50 p.
 25. Liu J., Shan J., Jiang B., Wang L., Yu B., Chen J., Guo H., Ji R. Degradation and bound-residue formation of nonylphenol in red soil and the effects of ammonium // *Environ. Poll.* 2014. P. 83–89. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2013.11.017>
 26. Ma W., Nie C., Su F., Cheng X., Yan J., Chen B., Lun X. Migration and biotransformation of three selected endocrine disrupting chemicals in different river-based aquifers media recharge with reclaimed water // *Int. Biodeterioration Biodegradation*. 2015. V. 102. P. 298–307.
 27. Medvedeva N., Zaytseva T., Kuzikova I. Cellular responses and bioremoval of nonylphenol by the bloom-forming cyanobacterium *Planktothrix agardhii* 1113 // *J. Marine Systems*. 2017. V. 171. P. 120–128. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.01.009>
 28. Rajendran R.K., Huang S., Lin C., Kirschner R. Aerobic degradation of estrogenic alkylphenols by yeasts isolated from a sewage treatment plant // *RSC Adv.* 2016. V. 6. P. 82862–82871. doi 10.1039/c6ra08839b
 29. Soares A., Guleysse B., Mattiasson B. Aerobic biodegradation of nonylphenol by cold-adapted bacteria // *Biotechnol. Lett.* 2003. V. 25. P. 731–738. <https://doi.org/10.1023/A:1023466916678>
 30. Tuan N.N., Hsieh H.C., Lin Y.W., Huang S.L. Analysis of bacterial degradation pathways for long-chain alkylphenols involving phenol hydroxylase, alkylphenol monooxygenase and catechol dioxygenase genes // *Bioresource Technology*. 2011. V. 102. P. 4232–4240. doi 10.1016/j.biortech.2010.12.067
 31. Tuan N.N., Lin Y.W., Huang S.L. Catabolism of 4-alkylphenols by *Acinetobacter* sp. OP5: Genetic organization of the oph gene cluster and characterization of alkylcatechol 2, 3-dioxygenase // *Bioresource Technology*. 2013. V. 131. P. 420–428. <http://dx.doi.org>
 32. Vazquez-Duhalt R., Marquez-Rocha F., Ponce E., Licea A.F., Viana M.T. Nonylphenol, an integrated vision of a pollutant. Scientific Review // *Appl. Ecol. Environ. Res.* 2005. V. 4. № 1. P. 1–25.
 33. Vikelsøe J., Thomsen M., Johansen E., Carlsen L. Phthalates and Nonylphenols in Soil. NERI Technical Report No. 268 // Ministry of Environment and Energy National Environmental Research Institute. 1999. 130 p.
 34. Wang Z., Yang Y., Dai Y., Xi S. Anaerobic biodegradation of nonylphenol in river under nitrate- or sulfate-reducing conditions and associated bacterial community // *J. Hazardous Materials*. 2015. V. 286. P. 306–314. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2014.12.057>
 35. Wang Z., Yang Y., Sun W., Xie S., Liu Y. Nonylphenol biodegradation in river sediment and associated shifts in community structures of bacteria and ammonia-oxidizing microorganisms // *Ecotoxicology and Environmental Safety*. 2014. V. 106. P. 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2014.04.019>
 36. Widarto T.N., Holmstrup M., Forbes V.E. The influence of nonylphenol on life-history of the earthworm *Dendrobaena octaedra* Savigny: linking effects from the individual- to the population-level // *Ecotoxicology and Environmental Safety*. 2004. V. 58. P. 147–159. <https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2004.03.006>

37. Yang C.W., Tang S.L., Chen L.Y., Chang B.V. Removal of nonylphenol by earthworms and bacterial community change // International Biodeterioration and Biodegradation. 2014. V. 96. P. 9–17. <https://doi.org/10.1016/j.ibiod.2014.09.010>
38. Ying G.G., Kookana R.S., Dillon P. Sorption and degradation of selected five endocrine disrupting chemicals in aquifer material // Water Res. 2003. V. 37. P. 3785–3791. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(03\)00261-6](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(03)00261-6)
39. Zhang Y., Liu Y., Dong H., Li X., Zhang D. The nonylphenol biodegradation study by estuary sediment-derived fungus *Penicillium simplicissimum* // Environ. Sci. Pollut. Res. 2016. V. 23. № 15. P. 15122–15132. doi 10.1007/s11356-016-6656-7

Effect of Nonylphenol on the Abundance and Taxonomic Structure of the Soil Microbial Community

I. L. Kuzikova^{a,*}, T. B. Zaytseva^a, A. A. Kichko^b, S. V. Zinoveva^b, A. D. Russu^a, N. V. Mayachkina^a, and N. G. Medvedeva^a

^aSaint-Petersburg Research Centre for Ecological Safety, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 197110 Russia

^bAll-Russia Research Institute for Agricultural Microbiology, Russian Academy of Sciences, Pushkin-8, Saint-Petersburg, 196608 Russia

*e-mail: ilkuzikova@ya.ru

A multiple analysis of the impact of the endocrine disruptor nonylphenol on the number of microorganisms, the taxonomic structure of the microbial community, and the phytotoxicity of soddy-podzolic loamy soil (Eutric Albic Retisol (Abruptic, Loamic, Aric, Ochric)) was performed for the first time under the conditions of model experiments. The upper horizons of a loamy soddy-podzolic soil from Leningrad oblast were analyzed. The number and group composition of the soil microbiota were determined by the inoculation of soil suspensions on standard nutrient media. The taxonomic composition of the microbial community was studied using the pyrosequencing method (Illumina MiSeq). The content of nonylphenol in the soil samples was determined by high-performance liquid chromatography. Phytotoxicity of the soil samples was evaluated in relation to the soft wheat (*Triticum aestivum*) test culture. It was found that nonylphenol induces a dose- and time-dependent change in the numbers of the main physiological groups of soil microorganisms. In the presence of nonylphenol, a significant increase in the number of heterotrophic and oligotrophic microorganisms, as well as bacteria tolerant to nonylphenol was observed. Actinomycetes and spore-forming bacteria proved to be most sensitive to this chemical. Under the impact of nonylphenol, the species diversity of the soil microbial cenosis decreased. *Proteobacteria* became the dominant phylum (78%) in the taxonomic structure of the microbial community. In the soil polluted with nonylphenol, the intensity of microbiological mineralization processes of nitrogen-containing organic substances decreased, and nitrogen immobilization processes were inhibited. Phytotoxicity of the soil samples with a high dose of nonylphenol (300 mg/kg soil) manifested itself during a month-long incubation. The obtained results can be used in developing scientifically grounded methodology for bioremediation of soils contaminated with endocrine disruptors. Changes in the phylogenetic structure of soil microbial cenoses can serve as a sensitive bioindicator of the ecological state of soils.

Keywords: soddy-podzolic loamy soil (Eutric Albic Retisol (Abruptic, Loamic, Aric, Ochric)), nonylphenol, microbial community, biodiversity, phytotoxicity

УДК 631.4

ЭКОФИЗИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПСИХРОТОЛЕРАНТНЫХ АКТИНОМИЦЕТОВ ТУНДРОВЫХ И ЛЕСНЫХ ЛАНДШАФТОВ

© 2019 г. В. В. Прокопенко¹, Г. М. Зенова^{1, *}, Н. А. Манучарова¹¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1

*e-mail: zenova38@mail.ru

Поступила в редакцию 09.02.2018 г.

После доработки 26.05.2018 г.

Принята к публикации 24.10.2018 г.

Исследовали актиномицетные комплексы почв и растительных субстратов тундры и тайги России и Финляндии. Молекулярно-биологическим методом (FISH) оценен метаболически активный компонент представителей группы *Actinobacteria*. В прокариотном микробном сообществе растительных субстратов тундры и тайги при инкубировании субстрата при 5°C биомасса метаболически активных психротолерантных представителей филогенетической группы *Actinobacteria* составляет 34% от биомассы всех бактерий, а при температуре 20°C эта доля увеличивается до 56%. В условиях низких температур у психротолерантных актиномицетов наблюдается активный рост и развитие как субстратного, так и воздушного мицелия. Численность выделенных психротолерантных актиномицетов составляет тысячи и десятки тысяч КОЕ/г для таежных мхов Финляндии, достигает миллионов КОЕ/г для тундровых цветковых растений на полуострове Таймыр в России, и убывает в ряду: торфяная почва > растения > моховые разрастания > лес. Длина мицелия актиномицетов с тундровых растений варьирует в пределах от 98 м/г при 5°C до 291 м/г при 20°C, в таежных моховых разрастаниях – от 120 до 180 м/г соответственно. Психротолерантный актиномицетный комплекс в основном представлен неокрашенными видами р. *Streptomyces*, обладающими такими экофизиологическими особенностями, как изменение окраски субстратного и воздушного мицелия, появление пигментации, увеличение скорости роста при повышении температуры инкубирования. Более 60% от всех выделенных из таежных мхов Финляндии актиномицетов составили психротолерантные представители р. *Micromonospora*.

Ключевые слова: метод FISH, мхи, подзол, криозем, психротолерантные микроорганизмы, стрептомицеты, микромоноспоры

DOI: 10.1134/S0032180X19040105

ВВЕДЕНИЕ

Почвенные актиномицеты традиционно считались мезофильными организмами, которые с трудом адаптируются к низким температурам. Однако в последнее десятилетие в литературе появляется все больше работ, посвященных выделению психротолерантных мицелиальных актинобактерий из холодных мест обитания, в том числе из полярных и тундровых почв и холодных фьордов, антарктических лишайников [9, 14]. Эндوفитные психротолерантные комплексы актиномицетов обнаружены при исследовании арктоальпийских видов растений тундры Финляндии, а также выделены из арктических почв и водных экосистем Лапландии [10–12].

Актиномицеты играют важную роль в круговороте органического вещества в природе, препятствуют росту некоторых патогенов ризосферы растений и разлагают сложные полимерные соединения благодаря своим внутриклеточным ферментам. Почвенные актинобактерии вносят

основной вклад в сохранение буферной способности почв и являются агентами биоконтроля почвенной среды, так как участвуют в фиксации азота и разложении высокомолекулярных соединений, таких как углеводороды, в загрязненных почвах [6].

Психротолерантные актиномицеты в холодных условиях окружающей среды обладают значительным потенциалом продукции биологически активных веществ, что имеет важное значение для биотехнологии [8, 13].

Исследования актиномицетов, адаптированных к низким температурам, позволяют расширить пределы наших представлений об экологических нишах, занимаемых мицелиальными актинобактериями. В настоящее время актуальной задачей является выявление среди холодостойких видов актиномицетов продуцентов новых биологически активных веществ. Адаптированные к холоду биологически активные вещества обладают многими преимуществами: активностью при

низких температурах, возможностью вызывать реакции с достаточно высокой скоростью, энергосбережением, термической защитой продуктов и лучшим их качеством [7].

Тем не менее, сведений о распространении психротолерантных актиномицетов в растительных субстратах и почвах наземных экосистем в литературе немного, они изучены недостаточно. Своевременной является проблема определения функциональной активности и экофизиологических свойств мицелиальных актинобактерий в условиях низких температур, поскольку они составляют значительную часть гидролитического комплекса почв и растительных субстратов северных регионов.

Цель работы — характеристика таксономических и функциональных особенностей метаболически активных психротолерантных представителей филума *Actinobacteria* тундровых и таежных растительных субстратов и почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Образцы для исследования отобрали в северных регионах России и Финляндии в различных климатических зонах (табл. 1). Исследовали тундровые цветковые растения на полуострове Таймыр, мхи и очес на поверхности криоземов в Центральном Ямале и мохово-лишайниковой тундре в районе г. Воркуты, таежные мхи и лишайники на подзоле иллювиально-железистом в районе оз. Пяйянне-о-ва Пайатсало в Финляндии, очес сфагновых мхов торфяной олиготрофной почвы Тверской области, торфяной окультуренной почвы Московской области, мхи и лишайники на дерново-подзолистой почве Калужской области в России.

Ниже приводятся описания исследуемых почв. Образцы почв отбирали из верхнего горизонта с глубины 0–5 см.

Тундровые почвы. *Торфяно-криозем типичный* (Histic Cryosol). Образцы отобрали в мохово-кустарничково-травяной тундре на территории Центрального Ямала на водоразделе. Профиль почвы: мох—О—Т1—ВСg. Значения pH находятся в диапазоне от 4 до 7, возрастают вниз по профилю.

Криозем грубогумусный глееватый (Haplic Cryosol) на территории мохово-лишайниково-кустарничковой тундры, окруженной болотными западинами, в районе г. Воркуты. Растительность представлена лишайником, голубикой, ерником, ивой и осями. pH в исследуемом горизонте достигает 4.5.

Таежные почвы. *Подзол иллювиально-железистый* (Albic Podzol). Образцы отобрали на территории сосняка-черничника-зеленомошника вблизи оз. Пяйянне на о-ве Пайатсало южной части Финляндии. Почва кислая, значения pH водной вытяжки варьируют от 3.4 до 4.2. $C_{орг}$ 0.5–1%. Почвенный профиль: О—Е—ВНf—С. Характери-

зуется относительно светлой окраской иллювиального горизонта, содержащего не более 2% гумуса. Содержание гумуса в подзолистом горизонте около 0.5–1%, состав фульватный.

Торфяная олиготрофная почва (Fibric Histosol). Образцы отобрали из верхового глядово-мочажинного полого-выпуклого болотного массива около д. Петрилово Западнодвинского района Тверской области. Образцы торфа отобрали из наиболее увлажненного участка, где концентрируется сток со значительной площади болотного массива, занятого шейхцериво-сфагновым микроландшафтом. Залежь сложена бедными верховыми торфами с низкой зольностью. В моховом ярусе присутствуют *Sphagnum fuscum* (Schimp) Kling и *Sph. Magellanicum* Brid.

Торфоземы, развитые на мощной древесной торфяной залежи (Fibric Histosols), расположены на мощных древесных торфах, подстилаемых залежью травяного и осокового торфа Яхромской поймы. Морфологический профиль следующий: гор. А пах характеризуется землистым темно-коричневым или коричневым цветом; верхний горизонт имеет мощность около 20 см с постепенным переходом от окультуренного горизонта к малоизмененному древесному или древесно-травяному торфу. Степень разложения окультуренного торфа обычно высока и достигает около 40%.

Метод посева на твердые питательные среды использовали для выделения и дифференцированного учета актиномицетов из растительных суспензий. Растертую надземную или подземную части растения массой 1 г после десорбирования растиранием в ступке (3 мин) помещали в колбу со 100 мл стерильной водопроводной воды, далее готовили разведение 1 : 300 и проводили посев на чашки с питательной средой Гаузе 1 [1]. В питательную среду Гаузе 1 добавляли нистатин (50 мкг/мл среды) для ограничения роста микромицетов.

Посевы инкубировали при температурах 5, 20 и 28°C до появления видимых колоний. Дифференцированный учет различных морфотипов колоний выполняли при микроскопировании на чашках с последующим выделением в чистую культуру на среду Гаузе 1. Выделенные культуры актиномицетов идентифицировали согласно определителю актиномицетов Гаузе с соавт. [1] с использованием культуральных, морфологических и физиологических признаков.

Температурные границы роста психротолерантных и мезофильных актиномицетов, принятые в работе, следующие: для мезофильных актиномицетов — диапазон роста от 20 до 42°C, оптимум роста при 28°C. Для психротолерантных актиномицетов — диапазон роста от 0 до 37°C с оптимумом от 5 до 20°C.

Таблица 1. Характеристика объектов исследования

Субстрат для выделения актиномицетов, название почвы	Подзона	Место отбора образцов
Цветковые растения на тундровой глеевой почве: 1. <i>Dryas punctata</i> 2. <i>Trisetum sibiricum</i> 3. <i>Papaver pulvinatum</i> 4. <i>Minuartia arctica</i> 5. <i>Oxyria digyna</i> 6. <i>Oxytropis adamsiana</i>	Типичная тундра	П-ов Таймыр, пос. Тарей Россия
Мох и очес на поверхности торфяно-криозема типичного		Центральный Ямал, Россия
Мох на поверхности криозема грубогумусного глееватого	Типичная (мохово-лишайниковая) тундра	Район г. Воркута, Россия
Мхи на подзоле иллювиально-железистом: 1. <i>Hylocomium splendens</i> 2. <i>Pleurozium shreberi</i> 3. <i>Dicranum scoparium</i> 4. <i>Polytrichum juniperinum</i> 5. <i>Sanionia uncinata</i> Лишайник Подзол иллювиально-железистый	Типичная тайга	О-в Пайтасало, район оз. Паяянне, Финляндия
Очес сфагновых мхов торфяной олиготрофной почвы: 1. <i>Sphagnum fuscum</i> 2. <i>Sphagnum magellanicum</i>	Южная тайга	Тверская область, Запад-нодвинский район, Россия
Образцы торфяной окультуренной почвы 50 и 100 лет сельскохозяйственного освоения		Московская область, Дмитровский район, Россия
Мхи на дерново-подзолистой почве: 1. <i>Pleurozium shreberi</i> 2. <i>Polytrichum commune</i> 3. <i>Plagiomnium cuspidatum</i> 4. <i>Dicranum tauricum</i> Лишайники: 1. <i>Hypogymnia physodes</i> 2. <i>Parmelia sulcata</i> 3. <i>Xanthoria parietina</i>		Калужская область, Тарусский район, Россия

Длину мицелия актиномицетов определяли люминесцентно-микроскопическим методом [4]. Почвенную суспензию (разведение 1 : 100), предварительно обработанную на ультразвуковой установке УЗДН-19 (сила тока 0.40 А, частота 15 кГц) в течение 3 мин, наносили на тщательно обезжиренные предметные стекла и равномерно распределяли петлей на площади 4 см². Препараты высушивали на воздухе и фиксировали легким нагреванием над пламенем газовой горелки, после чего окрашивали раствором акридина оранжевого (1 : 10000, 2–4 мин). Окрашенные препараты высушивали при комнатной температуре. При микроскопировании на препарат наносили каплю воды и покрывали обезжиренным покровным стеклом. Препараты просматривали на люминес-

центном микроскопе Mikroskop Axioskop 2 Plus Carl Zeiss (Германия) со светофильтром "set 09".

Измеряли длину мицелия актиномицета в 100 полях зрения для каждого варианта опыта и рассчитывали по формуле:

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

где M — длина мицелия в 1 г образца, мкм; a — средняя длина мицелия в поле зрения люминесцентного микроскопа, мкм; n — разведение наносимой суспензии, p — площадь поля зрения микроскопа.

При расчете биомассы учитывали, что 1 м сухого мицелия актиномицетов диаметром 0.5 мкм имеет массу 3.9×10^{-8} г [4].

Флуоресцентный метод *in situ* гибридизации с рРНК-специфичными флуоресцентно-мечеными олигонуклеотидными зондами (FISH — fluorescent *in situ* hybridization) использовали для оценки разнообразия и численности метаболически активных представителей филогенетической группы *Actinobacteria* почвенных и растительных субстратов. Использование метода FISH позволило учесть живые, метаболически активные клетки представителей филогенетической группы *Actinobacteria* в исследуемых образцах. Окраска препаратов красителем акридиновым оранжевым дала возможность оценить общую численность клеток микроорганизмов в образцах, включая покоящиеся формы.

Опыт проводили по следующей методике [2]:

1. Почвенную суспензию (1 : 10) обрабатывали ультразвуком (2 мин, сила тока 0.40 А, частота 22 кГц). Клетки микроорганизмов отделяли от крупных частиц почвы трехкратным центрифугированием при 1 тыс. оборотов в течение 10 мин. Суспензию, полученную за три цикла обработки, центрифугировали при 10000 об./мин в течение 10 мин. Полученный осадок заливали стерильной дистиллированной водой до объема 2 мл.

2. Фиксацию образцов осуществляли с использованием формальдегида в качестве фиксирующего агента. 2 мл суспензии центрифугировали при 10000 об./мин в течение 5 мин, полученный осадок ресуспензировали в 0.5 мл фосфатного буфера (NaCl — 8.0 г, KCl — 0.2 г, Na₂HPO₄ — 1.44 г, NaH₂PO₄ — 0.2 г, H₂O — 1 л, pH 7.0), добавляли 1.5 мл 4%-ного раствора формальдегида в фосфатном буфере и инкубировали при комнатной температуре на качалке в течение 1.5 ч. Фиксированный материал собирали центрифугированием (8000 об./мин в течение 2 мин), промывали два раза фосфатным буфером, ресуспензировали в смеси этанола и фосфатного буфера (1 : 1) и до анализа хранили при –20°C.

3. Суспензию фиксированного образца в объеме 1 мкл наносили на предметные стекла для гибридизации с окошками, разделенными тefлоновым покрытием. Нанесенные на стекла фиксированные препараты клеток обрабатывали раствором лизоцима (10 мг в 1 мл 0.05 М EDTA и 0.1 М TRIS HCl, (:), pH 8.0) для увеличения проницаемости клеточных стенок бактерий. Полученные препараты выдерживали в течение 12–24 ч при комнатной температуре или в течение 1 ч при 37°C, затем обрабатывали последовательно в серии растворов этанола (50, 80 и 100%). Для гибридизации использовали набор рРНК-специфичных зондов с последовательностью нуклеотидов HGC69a-1CY3 TAT AGT TAC CAC CGC CGT, HGC69a-2 TAT AGT TAC GGC CGC CGT.

Синтез зондов, меченных флуоресцентным красителем Cy3, осуществлялся компанией Синтол (Москва, Россия). Гибридизацию препаратов с флуоресцентно-мечеными зондами проводили в соответствии с методикой Amann (1995) при температуре 46°C [5].

По завершении процедуры гибридизации препараты докрашивали водным раствором акридина оранжевого (разведение 1 : 10000, 2–4 мин). Избыток флуорохрома удаляли в процессе промывки, для чего стекла погружали на 10 мин в кюветы с дистиллированной водой. Препараты анализировали с использованием люминесцентного микроскопа ZEISS Mikroskop Axioskop 2 plus (Германия) со светофильтрами Filter set 15 для зондов и Filter set 09 для окраски акридиновым оранжевым. Численность микроорганизмов в образцах определяли путем учета количества гибридизованных с зондами клеток в 32 полях зрения микроскопа на одной ячейке.

Филогенетическое положение выделенных культур определяли на основании секвенирования гена 16S рРНК. Выделение ДНК из актиномицетной биомассы проводили с использованием набора реактивов Wizard Genomic DNA Purification Kit, технологии Promega, США, согласно рекомендациям производителя, с незначительными модификациями [3]. Получение полноразмерной копии гена проводили на приборе *Mastercycler personal* (Eppendorf 11F, Германия) с использованием праймеров: 11F 5'-AGAGTTTGATCMTG-GCTCAG-3' 1492R 5'-TACGGYTACCTTGTTAC-GACTT-3', где M = C или A, Y = C или T.

Объем амплификационной смеси составлял 50 мкл и имел следующий состав: 1×-буфер ДНК полимеразы BioTaq (17 mM (NH₄)₂SO₄, 67 mM трис-HCl, pH 8.8, 2 mM MgCl₂), 12.5 нмоль каждого из dNTP, 50 нг ДНК-матрицы, 5 пмоль соответствующих праймеров (11F и 1492R), 3 ед. ДНК полимеразы BioTaq (Диалат ЛТД, Россия).

Температурно-временной профиль ПЦР: первый цикл — 94°C × 9 мин, 55°C × 1 мин, 72°C × 2 мин, последующие 30 циклов — 94°C × 1 мин, 55°C × 1 мин, 72°C × 2 мин, завершающий цикл — 72°C × 7 мин.

Первичный анализ сходства нуклеотидных последовательностей гена 16S рРНК изучаемого штамма был проведен с помощью программы BLAST. Построение бескорневых филогенетических деревьев исследуемых актиномицетов производили с помощью методов, реализованных в пакете программ MEGA.

Численность метаболически активных представителей филогенетической группы *Actinobacteria* определяли по формуле:

$$M = (0.28a)/P \times 10^{13},$$

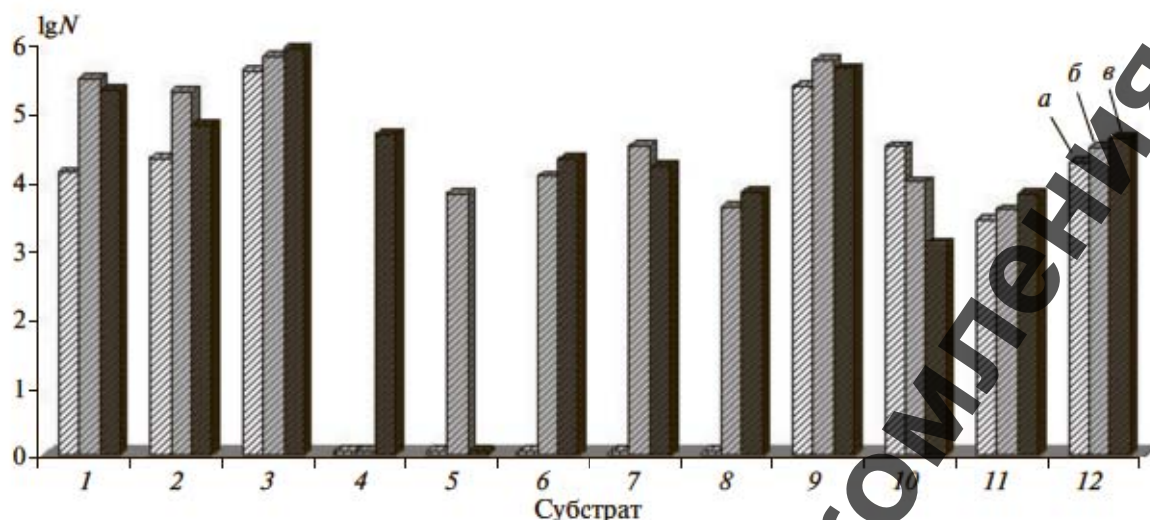


Рис. 1. Численность актиномицетов, выделенных из растительных субстратов наземных экосистем тундры и тайги при разных температурах инкубирования: а – 5°C, б – 20°C, в – 28°C: 1–3 – цветковые растения тундры *Dryas punctata*, *Trisetum sibiricum*, *Papaver pulvinatum* (полуостров Таймыр), 4 – очес, 5 и 6 – мхи на поверхности торфяно-криозема типичного (Центральный Ямал), 7 – мох на поверхности криозема грубогумусного глееватого (район г. Воркута), 8 – очес на поверхности торфяной олиготрофной почвы (Тверская область), 9 – мох *Plagiomnium cuspidatum* на дерново-подзолистой почве (Калужская область), 10–12 – мхи *Hylocomium splendens*, *Dicranum scoparium*, *Sanionia uncinata* на поверхности подзола иллювиально-железистого о-ва Пайтасало (Финляндия).

где M – численность метаболически активных клеток в 1 г растительного субстрата, a – среднее количество метаболически активных клеток в поле зрения люминесцентного микроскопа, P – площадь поля зрения микроскопа, равная 39740 мкм².

Статистическую обработку данных проводили с помощью программы Statistica 6.0. Все пробы анализировали в 5-кратной повторности.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

При проведении процедур учета численности и выделения актиномицетов из тундровых и таежных растительных субстратов предполагали, что при инкубировании посевов при 5 и 20°C выделяются психротолерантные актиномицеты, при 28°C – мезофильные актиномицеты.

Численность психротолерантных актиномицетов, выделенных из цветковых растений тундры на полуострове Таймыр, колебалась в пределах от десятков до сотен тысяч КОЕ/г растительного материала и превышала численность почвенных актиномицетов, которые составили в тундровой глеевой почве России тысячи и десятки тысяч КОЕ/г почвы. При этом в моховых разрастаниях и очесе на поверхности криоземов в тундре на полуострове Ямал и мохово-лишайниковой тундре в районе г. Воркуты (Россия) не выявлено психротолерантных актиномицетов при инкубировании посевов при 5°C в отличие от таежных мхов Финляндии, где они обнаруживались при аналогичных условиях инкубирования посевов. При 20°C из образцов тундровых мхов и очеса, отобранных

в России, выделялись психротолерантные актиномицеты в сопоставимом числе с мезофильными формами (рис. 1).

В актиномицетном комплексе таежных мхов Финляндии численность психротолерантных актиномицетов превышала численность мезофильных форм и достигала десятков тысяч КОЕ/г растительного материала.

Сравнивая численность актиномицетов, выделенных из растительных субстратов тундры и тайги при разных температурах (рис. 2), можно увидеть, что психротолерантные актиномицеты выделялись активнее всего из образцов мха, взятых вблизи оз. Пяйянне на о-ве Пайтасало в Финляндии. Больше всего психротолерантных актиномицетов выделялось из образца мха 1 – *Hylocomium splendens* (Гилокомий блестящий).

Культуры, выделенные из образцов таежных мхов Финляндии, по фенотипическим признакам принадлежали к родам *Streptomyces* и *Micromonospora* (табл. 2). Наибольшее видовое разнообразие выделяемых актиномицетов наблюдалось в поверхностном слое (0–5 см) подзола иллювиально-железистого под мхами при инкубировании посевов при температуре 20 и 28°C. Помимо стрептомицетов из почвы Финляндии были выделены пигментированные оранжево-красные (шт. ФП.20.7) и бордово-розовые (шт. ФП.20.1, ФП.20.2, ФП.20.3) микромоноспоры. Пигментированные актиномицеты р. *Micromonospora* доминировали в почве Финляндии при всех температурах инкубирования посевов.

При 20°C в почве появлялись актиномицеты секции и серии *Helvolo-Flavus Helvolus*.

Из некоторых образцов таежных мхов (3 *Dicranum scoparium* и 5 *Sanionia uncinata*) при инкубировании посевов при 5°C были выделены редкие психротолерантные актиномицеты секции *Imperfectus*, не образующие воздушного мицелия на минеральной среде Гаузе 1. Согласно своим морфологическим и культуральным свойствам, выделенные психротолерантные актиномицеты были определены как *S. capuensis* и *S. tumemacerans*. При инкубировании посевов при 20 и 28°C в большом количестве выделялись актиномицеты, принадлежащие к роду *Streptomyces*, таксономическим секциям и сериям *Cinereus Achromogenes* и *Albus Albus*.

После многократных пересевов культур морфологические и культуральные свойств выделенных актиномицетов сохранялись.

Во всех образцах таежных мхов Финляндии (кроме образца 2 *Pleurozium shreberi*) при инкубировании посевов при 5°C доминируют психротолерантные актиномицеты рода *Micromonospora*, составляя более 60% от всех выделенных актиномицетов.

Из почвы под мхами актиномицеты рода *Micromonospora* выделяются в меньшем количестве, чем из образцов мхов Финляндии, что, вероятно, может быть обусловлено наличием во мхах по сравнению с почвой большего количества веществ, являющихся источниками питания для микромонопор.

В биотопе дриады на полуострове Таймыр наиболее распространенными актиномицетами являются *Cinereus Achromogenes* и *Helvolo-Flavus Helvolus*, а в актиномицетном комплексе растений луга — *Helvolo-Flavus Helvolus* и *Albus Albus*. Из растений луга *Papaver pulvinatum* были выделены редкие фиолетовые актиномицеты секции и серии *Cinereus Violaceus*, а также розовые актиномицеты *Roseus Lavendulae-roseus*.

Применение дисперсионного анализа показало, что температура инкубирования посевов достоверно влияет на разнообразие выделяемых из растений актиномицетов. Величина разнообразия определяется температурой инкубирования культур. Вклад температуры в общую дисперсию составляет 30%. Отмечено снижение видового разнообразия при инкубировании посевов в температурном ряду 28 > 20 > 5°C.

Наблюдение за динамикой развития мицелия психротолерантных актиномицетов производили в микрокосмах с таежным мхом *Pleurozium shreberi*, отобранном вблизи оз. Пяйянне на о-ве Пайтасло в Финляндии (рис. 3). Инкубировали микрокосмы с таежным мхом при температурах 5 и 20°C. Микробную сукцессию инициировали увлажнением (60% полной влагоемкости). Исследования показали, что мицелий психротолерантных акти-

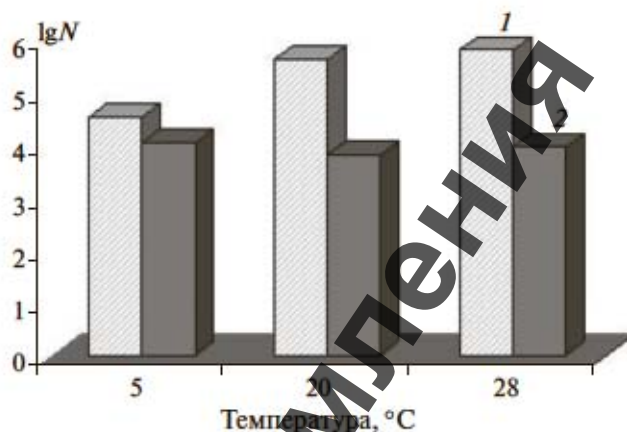


Рис. 2. Общая численность психротолерантных актиномицетов, выделенных из тундровых цветковых растений (1 — полуостров Таймыр, Россия) и таежных мхов (2 — о-в Пайтасло, Финляндия) при различных температурах.

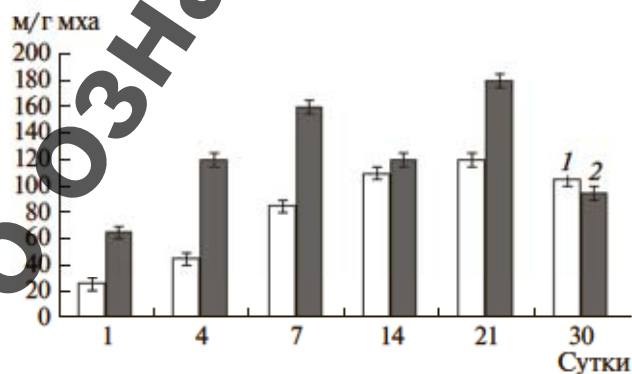


Рис. 3. Динамика длины мицелия актиномицетов в ходе сукцессии, инициированной увлажнением таежного мха *Pleurozium shreberi* на подзоле иллювиально-железистом вблизи оз. Пяйянне на о-ве Пайтасло в Финляндии: 1 — 5°C, 2 — 20°C.

номицетов растет и развивается в микрокосмах с таежным мхом *Pleurozium shreberi* как при 5, так и при 20°C. Длина мицелия в таежном мхе *Pleurozium shreberi* составляла 120 м/г на четвертые сутки инкубирования при 20°C, увеличиваясь до 160 м/г на седьмые сутки опыта. На 14-е сут инкубирования при 5°C мицелий достигал 110 м/г, увеличиваясь до 120 м/г к 21-м сут, и сохранялся на этом уровне до конца эксперимента. К 21-м сут инкубирования при 20°C длина мицелия достигала 180 м/г.

Доля психротолерантных актиномицетов в бактериальном комплексе, выделенном из почвы и таежных мхов Финляндии (*Dicranum scoparium* и *Polytrichum juniperinum*) при инкубировании посевов при 5°C, составила 70–80%. В остальных случаях при инкубировании посевов из таежных мхов при 5, 20 и 28°C наблюдалось доминирование бактерий (более 70% от всех выделенных микроорганизмов).

Таблица 2. Список выделенных культур

Актиномицет, штамм	Район выделения, субстрат
<i>Streptomyces griseus</i> шт. ДВ5.2 <i>S. chrysomallus</i> шт. ДВ5.3 <i>S. lavendulae</i> шт. ДН5.1	Таймырская тундра, растение дриадника <i>Dryas punctata</i> (Дриада точечная)
<i>S. candidus</i> шт. ЛН5.1 <i>S. xanthocidicus</i> шт. ЛВ.20.1 <i>S. violaceoruber</i> шт. ЛВ.20.2	Таймырская тундра, растение луга <i>Papaver pulvinatum</i> (Мак подушковидный)
<i>S. albolongus</i> шт. ФМ1.20.4, ФМ5.20.1, ФМ3.20.2, ФМ4.20.2 <i>S. varsoviensis</i> шт. ФМ5.20.4, ФМ4.20.1 <i>S. albus</i> шт. ФМ5.20.10 <i>S. alborubidus</i> ФМ2.20.1 <i>S. bikiniensis</i> шт. ФМ5.20.3 <i>S. diastatochromogenes</i> шт. ФМ3.20.4 <i>S. capuensis</i> ФМ5.5.1 <i>S. tumemacerans</i> ФМ5.5.2 <i>S. sindenensis</i> ФЛ.20.2 <i>S. albidochromogenes</i> ФП.20.3 <i>S. griseoplanus</i> ФП.20.8 <i>S. albolongus</i> ФП.20.10 <i>S. antimycoticus</i> ФП.20.11 <i>Micromonospora</i> spp. ФП.20.1, ФП.20.2, ФП.20.6, ФП.20.7	Типичная тайга вблизи оз. Пиййинне, о-в Пайат-сало, Финляндия. Образцы таежных мхов (ФМ1, ФМ2, ФМ3, ФМ4, ФМ5), лишайника (ФЛ) и подзола иллювиально-железистого под мхами (ФП)
<i>S. parvus</i> мох18 FR846234	Южная тайга. Тверская область. Сфагновый очес на поверхности олиготрофной торфяной почвы
<i>S. violaceoruber</i> шт. N4.20.1.A, N4.20.1.B <i>S. aurantiacus</i> шт. N5.20.3 <i>S. griseolus</i> шт. N3.5.1, N6.5.1, N1.5.1 <i>S. nodosus</i> шт. N5.5.2, N1.5.2	Южная тайга. Московская область. Дмитровский район. Торфяная окультуренная почва
KM1.20.1 KM2.20.2 КЛШ.20.1	Южная тайга. Калужская область. Тарусский район. Образцы мхов и лишайников на дерново-подзолистой почве

Исследование прокариотного микробного сообщества растительных субстратов тундры и тайги методом FISH показало, что биомасса метаболически активных психротолерантных представителей филогенетической группы *Actinobacteria* составляет 34% от биомассы всех бактерий в прокариотном микробном сообществе таежных мхов при инкубировании субстрата при 5°C, а при 20°C эта доля увеличивается до 56% (рис. 4).

Психротолерантные метаболически активные мицелиальные актинобактерии по биомассе превышали одноклеточные, составляя больше половины актиномицетного комплекса таежных мхов Финляндии, как при 5°C (55%), так и при 20°C (59%) (рис. 5). При инкубировании тундровых цветковых растений полуострова Таймыр при 5°C одноклеточные представители филума *Actinobacteria* доминировали над мицелиальными и их доля составила 74%, но при повышении температуры до 20°C наблюдалось существенное увеличение доли мицелиальных актинобактерий до 77%.

Из растительных субстратов и торфяной почвы были выделены культуры актиномицетов, которые идентифицированы по фенотипическим и/или молекулярно-генетическим признакам.

Таким образом, составлена коллекция культур психротолерантных актиномицетов, выделенных из наземных экосистем тундры и тайги. Выделенные культуры психротолерантных актиномицетов отнесены к родам *Streptomyces* и *Micromonospora*.

Температурный диапазон роста выделенных и исследованных культур стрептомицетов лежит в области 5–37°C с оптимумом роста в области 20°C, что свидетельствует об их психротолерантности.

Доля психротолерантных метаболически активных представителей филума *Actinobacteria* в моховых разрастаниях Финляндии составляет 34% от биомассы метаболически активных представителей домена *Bacteria* в прокариотном микробном сообществе при инкубировании субстрата при 5, 20°C доля метаболически активных представителей филума *Actinobacteria* от биомассы бактерий увеличивается до 56%.

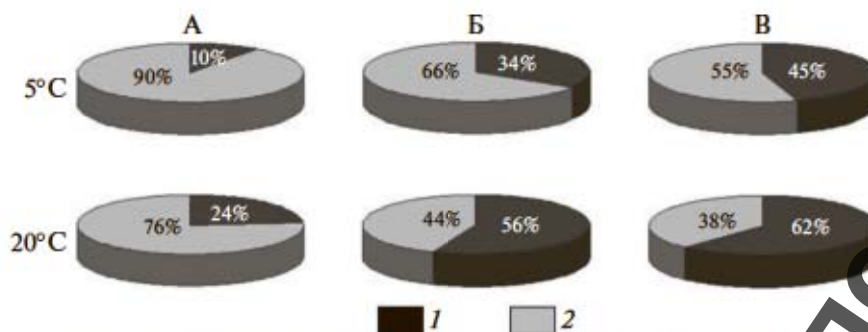


Рис. 4. Доля психротолерантных метаболически активных представителей филума *Actinobacteria* (1) от биомассы бактерий (2) в прокариотных микробных сообществах тундровых цветковых растений на полуострове Таймыр, Россия (А), таежных мхов на о-ве Пайятсало в Финляндии (Б) и мхов на дерново-подзолистой почве Калужской области в России (В).

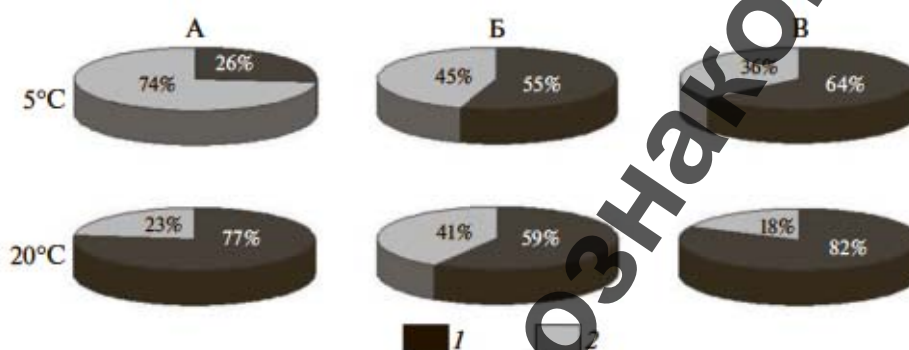


Рис. 5. Соотношение мицелиальных (1) и одноклеточных (2) представителей филогенетической группы *Actinobacteria* в прокариотных микробных сообществах тундровых растений на полуострове Таймыр, Россия (А), таежных мхов на о-ве Пайятсало в Финляндии (Б) и мхов на дерново-подзолистой почве Калужской области в России (В).

В моховых разрастаниях Финляндии метаболически активные психротолерантные мицелиальные и одноклеточные актинобактерии в филуме *Actinobacteria* прокариотного микробного сообщества составляют примерно равные доли по биомассе как при инкубировании субстрата при 5°C, так и при инкубировании субстрата при 20°C.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Численность психротолерантных актиномицетов в исследуемых субстратах наземных экосистем тундры и тайги варьирует от десятков тысяч до миллионов КОЕ/г субстрата и убывает в ряду: торфяная почва > растения > моховые разрастания > очес.

Психротолерантный актиномицетный комплекс растительных субстратов тундровых и таежных наземных экосистем представлен родами *Streptomyces* и *Micromonospora*.

Выявлены следующие экофизиологические особенности, свойственные актиномицетам в условиях низких температур: стабильность морфологических и культуральных свойств выделенных актиномицетов после многократных пересевов культур, появление более яркой окраски воздушного и субстратного мицелия и образова-

ние темных растворимых пигментов при повышении температуры инкубирования с 5 до 20°C. При низкой температуре инкубирования посевов (5°C) отмечено доминирование неокрашенных форм актиномицетов секций и серий *Albus Albus* и *Cinereus Chromogenes*. При 5°C в образцах мхов *Dicranum scoparium* и *Sanionia uncinata* выявлены актиномицеты *S. capuensis* и *S. tumetacerrans*, секции *Imperfectus*, не образующие воздушный мицелий.

Образование темно-бурых и буровато-красных растворимых пигментов отмечено у большинства психротолерантных штаммов, выделенных из таежных мхов Финляндии, при повышении температуры инкубирования с 5 до 20°C.

Из образцов торфяной окультуренной почвы Яхромской поймы (Дмитровский район, Московская область) при температуре 20°C в большом количестве были выделены синие пигментированные стрептомицеты *S. violaceoruber* шт. N4.20.1.A и N4.20.1.B, интенсивно окрашивающие всю минеральную среду на чашках Петри в синий цвет.

Экспериментально доказано, что выделенные из исследованных растительных и почвенных субстратов тундровых и таежных наземных экосистем стрептомицеты по температурным предпочтениям являются психротолерантными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаузе Г.Ф., Преображенская Т.П., Свешникова М.А., Терехова Л.П., Максимова Т.С. Определитель актиномицетов. М.: Наука, 1983. С. 244.
2. Манучарова Н.А., Власенко А.Н., Менько Е.В., Звягинцев Д.Г. Специфика хитинолитического микробного комплекса в почвах, инкубируемых при различных температурах // Микробиология. 2011. Т. 80. № 2. С. 219–229.
3. Манучарова Н.А., Кутейникова Ю.В., Иванов П.В., Николаева С.К., Трофимов В.Т., Степанов П.Ю., Тяпкина Е.В., Липатов Д.Н., Степанов А.Л. Молекулярный анализ гидролитической прокариотной компоненты почв, загрязненных нефтепродуктами и восстановленных внесением хитина // Микробиология. 2017. Т. 86. № 3. С. 373–382. doi 10.7868/S0026365617030119
4. Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
5. Amann R.I., Ludwig W., Schleifer K.-H. Phylogenetic identification and in situ detection of individual microbial cells without cultivation // Microbiol. Rev. 1995. № 59. P. 143–169.
6. Bhatti A.A., Haq S., Bhat R.A. Actinomycetes benefaction role in soil and plant health // Microb. Pathog. 2017. V. 111. P. 458–467.
7. Fendrihan S., Negoita T. Psychrophilic microorganisms as important source for biotechnological processes // Adaptation of Microbial Life to Environmental Extremes / Eds. H. Stan-Lotter, S. Fendrihan. N.Y.: Springer Wien, 2012. P. 133–158.
8. Gesheva V. Production of antibiotics and enzymes by soil microorganisms from the windmill islands region, Wilkes Land, East Antarctica // Polar Biol. 2010. V. 33. № 10. P. 1351–1357.
9. Gesheva V., Negoita T. Psychrotrophic microorganism communities of Haswell Island, Antarctica, and their biosynthetic potential // Polar Biol. 2012. V. 35. № 2. P. 291–297.
10. Mannisto M.K., Haggblom M.M. Characterization of psychrotolerant heterotrophic bacteria from Finnish Lapland // Syst. Appl. Microbiol. 2006. V. 29. № 3. P. 229–243.
11. Mannisto M.K., Tirola M., Haggblom M.M. Bacterial communities in Arctic fields of Finnish Lapland are stable but highly pH-dependent // FEMS Microbiol. Ecol. 2007. V. 59. № 2. P. 452–465.
12. Nissinen R.M., Mannisto M.K., van Elsas J.D. Endophytic bacterial communities in three arctic plants from low arctic fell tundra are cold-adapted and host-plant specific // FEMS Microbiol. Ecol. 2012. V. 82. № 2. P. 510–522.
13. Raja A., Prabakaran P., Gajalakshmi P. Isolation and screening of antibiotic producing psychrophilic actinomycetes and its nature from Rothan Hill soil against *Streptococcus* sp. // Res. J. Microbiol. 2010. V. 5. № 1. P. 44–49.
14. Selbmann L., Zucconi L., Ruissi S., Grube M., Cardinale M., Onofri S. Culturable bacteria associated with Antarctic lichens: affiliation and psychrotolerance // Polar Biol. 2010. № 33. P. 71–83.

Ecophysiological Characterization of Psychrotolerant Actinomycetes in Tundra and Forest Landscapes

V. V. Prokopenko^{a,*}, G. M. Zenova^a, and N. A. Manucharova^a

^aLomonosov Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: zenova38@mail.ru

Actinomycetal complexes of soils and vegetative substrates from tundra and taiga zones of Russia and Finland were studied. A molecular cytogenetic technique—fluorescent in situ hybridization (FISH) method—was applied to estimate the metabolically active component in representatives of the Actinobacteria. In the prokaryotic microbial communities of the studied vegetative substrates, the biomass of metabolically active psychrotolerant representatives of Actinobacteria determined upon incubation at 5°C reached 34% of the total bacterial biomass; at the incubation temperature of 20°C, it increased to 56%. Under conditions of low temperature, psychrotolerant actinomycetes displayed active growth with the development of both substrate and aerial mycelium. The abundance of psychrotolerant actinomycetes reached thousands and tens of thousand CFU/g for taiga mosses in Finland and increased to millions CFU/g for tundra flowering plants in the Taimyr Peninsula of Russian. It decreased in the sequence peat soil > plants > moss cushions > litter horizons. The length of actinomycetal mycelium in tundra plants varied from 98 m/g at 5°C to 291 m/g at 20°C; in taiga mosses, it varied from 120 to 180 m/g, respectively. The complex of psychrotolerant actinomycetes was mainly composed of colorless species of the *Streptomyces* genus possessing specific ecophysiological features, such as the change in the color of substrate and aerial mycelium, the appearance of pigmentation, and the increase in the growth rate upon higher incubation temperatures. More than 60% of actinomycetes isolated from taiga mosses of Finland were represented by psychrotolerant species of the *Micromonospora* genus.

Keywords: FISH method, mosses, podzol, cryozem, psychrotolerant microorganisms, streptomyces, micromonosporas

КИСЛОТНО-ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА И СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ
МИНЕРАЛОВ В РИЗОСФЕРЕ КЛЕНА ОСТРОЛИСТНОГО
И ЕЛИ ОБЫКНОВЕННОЙ В ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЕ© 2019 г. Т. А. Соколова¹*, И. И. Толпешта¹, И. В. Данилин¹, Ю. Г. Изосимова¹, Т. С. Чалова¹¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1

*e-mail: sokolt65@mail.ru

Поступила в редакцию 03.10.2018 г.

После доработки 03.10.2018 г.

Принята к публикации 24.10.2018 г.

В образцах, взятых в пятикратной повторности из горизонта АЕLao подзолистой почвы из ризосферы клена (*Acer platanoides*) и ели обыкновенной (*Picea abies*) и из соответствующих вмещающих почв, определяли кислотно-основные характеристики и содержание и минералогический состав илистой фракции. На участке под еловым древостоем и ризосфера, и вмещающая почва имеют более низкие значения pH, чем на участке под кленами. При этом значения pH в ризосфере ели достоверно ниже, чем во вмещающей почве, а в ризосфере клена значимых различий между этими показателями не выявлено. Почва ризосферы обоих видов деревьев по сравнению с вмещающей почвой характеризуется достоверно большим содержанием слюды и иллитов в составе илистой фракции, что можно объяснить интенсификацией в ризосфере процессов физического дробления этих минералов, заключенных в составе более крупных фракций, и усилением процесса иллитизации. В почве ризосферы ели и во вмещающей почве под еловым лесом в составе илистой фракции содержится больше лабильных минералов и меньше каолинита, слюды и иллитов, чем в почве ризосферы клена и во вмещающей почве под кленовой парцеллой. Эти различия частично можно объяснить пространственной неоднородностью состава глинистого материала покровного суглинка, и частично — спецификой функционирования разных древесных культур и связанного с ними микробного сообщества, определяющей более низкие значения pH в почве под еловым древостоем. Почва ризосферы клена по сравнению с вмещающей почвой характеризуется большей стадией хлоритизации минералов группы почвенных хлоритов вследствие благоприятных для этого процесса кислотно-основных условий. В почве ризосферы ели по сравнению с вмещающей почвой выявлена тенденция к более глубокой трансформации слюды и иллитов в лабильные структуры за счет более кислой реакции среды, способствующей мобилизации Al.

Ключевые слова: почвенная кислотность, трансформация слоистых силикатов, почвенные хлориты, иллитизация, физическое дробление слюды и иллитов, Retisols

DOI: 10.1134/S0032180X1906011X

ВВЕДЕНИЕ

Анализ литературы показывает, что почва в ризосфере большинства древесных культур по многим показателям существенно отличается от вмещающей почвы, особенно в присутствии на корнях эктомикоризных грибов. Это связано с постоянным поступлением в ризосферу экссудатов корней, отмирающих и пограничных клеток и с активизацией процессов функционирования микробного сообщества. Поэтому ризосферу относят к “горячим” локусам (“hot spots”) почвы, где многие биохимические процессы протекают со значительно большей скоростью, чем во вмещающей почве [46].

В большинстве экспериментальных исследований в почве ризосферы многих древесных ви-

дов по сравнению с вмещающей почвой наблюдалась более кислая реакция среды [15, 22, 27, 35, 55, 61]. Но отмечены случаи, когда в ризосфере в отдельные периоды наблюдаются более высокие значения pH, чем во вмещающей почве, за счет поступления с корневыми экссудатами HCO_3^- , в ответ на преимущественное поглощение нитратов и других элементов питания в анионной форме по сравнению с катионной формой [60].

Почва ризосферы содержит больше $\text{C}_{\text{орг}}$, чем вмещающая почва, что объясняется поступлением в ризосферу органических веществ в виде экссудатов корней и продуктов метаболизма микроорганизмов, а также отмерших и пограничных клеток [22, 30, 31, 39–41, 61]. В почвенном растворе из ризосферы повышена общая концентрация

водорастворимого органического вещества и концентрация низкомолекулярных органических кислот (НМОК) в его составе [44, 55]. В местах скопления некоторых эктомикоризных грибов, продуцирующих НМОК, эти показатели могут превышать соответствующие величины во вмещающей почве на 1–3 порядка [41, 45].

Почва ризосферы имеет более высокие значения ЕКО за счет большего содержания органического вещества и в некоторых случаях за счет особенностей минералогического состава [22, 27, 61]. В ряде работ выявлено увеличение содержания обменного калия в почве и концентрации калия в почвенном растворе в ризосфере по сравнению с вмещающей почвой [26, 35, 50, 60, 61].

Повышенное содержание НМОК в сочетании с кислой реакцией среды создает необходимые условия для образования на поверхности частиц минералов протонированных комплексов и комплексов с участием органических лигандов, которые поляризуют и ослабляют связи катионов с остальной частью кристаллической решетки, способствуя растворению минерала [58]. Поэтому процесс выветривания и растворения минералов в ризосфере происходит с большей скоростью, чем во вмещающей почве [24]. В обзорной статье [29] и в ряде экспериментальных исследований [21, 25, 37, 52] показана большая роль эктомикоризных грибов в растворении минералов за счет выделения ими оксалат- и цитрат-ионов и других сильных комплексообразователей. Повышенная концентрация калия в почвенном растворе в ризосфере способствует развитию процесса иллитизации [26]. Влияние происходящих в ризосфере химических реакций на выветривание минералов усиливается за счет механического давления растущего корня на минеральные зерна, что приводит к изменению формы минеральных частиц и их физическому дроблению [20].

В серии экспериментальных работ по выветриванию минералов под разными древесными культурами в модельных полевых опытах Na-вермикулит помещали в разные горизонты подзолов, лювисолей и камбисолей¹ на срок от 6 месяцев до трех лет. За это время в межслоях тест-минерала сформировались устойчивые прослойки гидроксида Al [23, 53, 54] и наблюдалось соответствующее снижение ЕКО. Интенсивность процесса хлоритизации, по которой оценивали интенсивность процесса выветривания, под разными древостоями уменьшалась в ряду: *Picea abies*, *Abies alba* > *Pinus sylvestris*, *Pseudotsuga menziesii* > *Quercus* spp., *Fagus sylvatica* [23].

В почве Narlic Podzol в Швеции в ризосфере ели (*Picea abies*) по сравнению с вмещающей почвой достоверно снижалось содержание смешано-

слойных иллит-вермикулитовых минералов, что авторы объясняют усилением процесса их растворения [28, 39]. Противоположные результаты, то есть накопление лабильных компонентов в ризосфере различных видов растений, были получены во многих модельных полевых и лабораторных экспериментах [18, 47, 43, 49, 63], а также в природных условиях [59]. Авторы объясняют эти результаты усиленной трансформацией в ризосфере слюд и хлоритов в лабильные структуры. В лювисолях Канады под *Picea glauca* × *engelmannii* (Moench.) Voss с микоризой наблюдалось увеличение количества лабильных минералов за счет трансформации слюд и иллитов по сравнению с почвами под такой же древесной растительностью, но без микоризы [38].

Такие противоречивые результаты можно объяснить различиями в минералогическом составе почв и пород, к которым относятся полученные данные. Если почва достаточно богата легковыветривающимися слоистыми силикатами, прежде всего, триоктаэдрическими слюдами и хлоритами, накопление лабильных минералов как продуктов их трансформации в ризосфере превышает потери лабильных минералов за счет растворения. В почвах обедненных легковыветривающимися минералами, образование лабильных структур — продуктов трансформации — происходит с меньшей скоростью, чем процесс их растворения. Поэтому в ризосфере наблюдается уменьшение количества лабильных минералов по сравнению с вмещающей почвой. Таким образом, в ризосфере интенсифицируются наиболее важные процессы, участвующие в выветривании минералов — их растворение и трансформационные изменения.

Основная имеющаяся информация о различиях в химических свойствах и минералогическом составе между почвой ризосферы древесных пород и вмещающей почвой относится к экосистемам хвойных лесов бореального пояса. Значительно меньше известно об особенностях состава минералов в ризосфере почв под лиственными лесами, в частности под широколиственными породами.

В настоящей работе представлены результаты изучения глинистых минералов в ризосфере клена остролистного (*Acer platanoides*) и ели обыкновенной (*Picea abies*), проведен сравнительный анализ минералогического состава илистой фракции почвы в ризосфере этих пород и соответствующей вмещающей почвы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Отбор образцов ризосферы и вмещающей подзолистой почвы осуществляли только из гор. AELao, поскольку в нижележащем гор. EL количество корней резко уменьшалось, а в вы-

¹ По тексту названия почв даны в авторской редакции.

шележащих органогенных горизонтах, густо пронизанных корнями деревьев, кустарников и травянистых растений, отделить почву ризосферы именно клена и ели трудно.

Гор. AELao, залегающая непосредственно под подстилкой, является верхним минеральным горизонтом. Он имеет неоднородную окраску — на общем коричневатом-сером (во влажном состоянии) фоне выделяются осветленные пятна, занимающие от 10 до 40% площади среза. Горизонт характеризуется высоким содержанием $C_{орг}$, которое может составлять до 4–6% за счет присутствия “грубого гумуса” — не полностью разложившихся растительных остатков. Эти свойства дают основания индексировать горизонт как AELao.

Непосредственными объектами исследования были образцы гор. AELao из ризосферы клена остролистного (*Acer platanoides* L.) и ели обыкновенной (*Picea abies*) и из соответствующих вмещающих палево-подзолистых почв Центрально-лесного заповедника (Тверская область), где эти почвы развиваются преимущественно под еловыми лесами в условиях относительно хорошего дренажа [11]. По классификации почв России 2004 г. [9] исследованные почвы относятся к подтипу палево-подзолистых почв в типе подзолистых почв в отделе текстурно-дифференцированных почв, по WRB 2007 [16] — к реферативной группе Альбелювисолей (Albeluvisols), по WRB 2014 [10] — к реферативной группе Ретисолей (Retisols).

На фоне преобладания еловых древостоев на палево-подзолистых почвах часто встречаются участки смешанного леса и парцеллы, в пределах которых господствует какая-либо листовая порода деревьев, чаще других береза (*Betula pendula* Roth), осина (*Populus tremula* L.) и клен остролистный (*Acer platanoides* L.). Появление таких участков с преобладанием лиственных пород может быть следствием воздействия различных факторов. Широколиственные породы часто произрастают в местах с более близким залеганием карбонатной морены или на территориях, подвергшихся сильному ветровалу, приводящим к гибели елового древостоя и к улучшению освещенности.

На одном из таких участков с высокой долей (20–30%) в древесном ярусе клена остролистного 15–30-летнего возраста на площадке размером около 50 м² из гор. AELao палево-подзолистой почвы отобраны образцы из ризосферы клена и из вмещающей почвы в пятикратной повторности. Вторая площадка расположена на расстоянии ~25 м от первой на участке зрелого елового леса. Образцы из ризосферы ели и вмещающей почвы также отбирали из гор. AELao в пятикратной повторности с участка площадью около 15 м² под елями (*Picea abies*) 15–20-летнего возраста. Обе площадки расположены в одинаковых усло-

виях рельефа на пологом склоне юго-западной экспозиции. Почвы развиты на двучленных отложениях: легких покровных суглинках, подстилаемых тяжелосуглинистой мореной на глубине 40–50 см.

В напочвенном покрове участка елового леса большее участие принимают зеленые мхи (*Polytrichum commune* и др.), черника (*Vaccinium myrtillus*) и кислица (*Oxalis acetosella*) и меньшее неморальное разнотравье: зеленчук (*Galeobdolon luteum*), печеночница (*Hepatica nobilis*), майник (*Maianthemum bifolium*), седмичник европейский (*Trientalis europaea*), подмаренник белый (*Galium album* L.) и др. На участке под кленами доля неморальных травянистых видов в напочвенном покрове значительно больше. Профиль почвы на обоих участках состоит из одинакового набора генетических горизонтов L, F, AELao, EL, BD, но в почве под еловым древостоем в составе подстилки под гор. F формируется нижний органогенный гор. H, который в почве под кленами отсутствует.

Образцы из ризосферы отбирали следующим образом. Вначале из гор. AELao брали общий образец, и из него извлекали корни с прилипшей почвой. После встряхивания на корнях оставалось некоторое количество почвенного материала (почвенные “бусы” диаметром <5 мм), который рассматривали как почву ризосферы. Осыпавшуюся при встряхивании почву рассматривали как вмещающую. Выделение илстой фракции проводили методом отмучивания без предварительной химической обработки [1]. Суспензии коагулировали раствором 1 М CaCl₂ и отмывали от избытка хлорид-иона диализом против дистиллированной воды. Содержание илстой фракции определяли по результатам отмучивания.

Минералогический состав тонких фракций определяли методом рентген-дифрактометрии. Дифракционные картины от ориентированных препаратов получали на приборе ДРОН-3 в режиме: CuK α -излучение, фильтрованное Ni, напряжение и сила тока в трубке 35 кВ и 20 мА. Идентификацию глинистых минералов проводили по принципам, изложенным в соответствующих руководствах [12, 14, 36, 48]. Содержание отдельных групп глинистых минералов рассчитывали по модифицированному методу Корнблюма [14]. Значения pH определяли потенциометрически при разбавлении 1 : 2.5 иономером SevenGoPro (Mettler Toledo), $C_{орг}$ — по Тюрину с титриметрическим окончанием, обменные основания — в вытяжке NH₄Cl, обменную кислотность — по Соколову [5]. Степень насыщенности ППК рассчитывали как долю обменной кислотности от ЕКО эффективной.

Статистическую обработку результатов проводили в пакетах программ R и Statistica. Использовали приемы непараметрической статистики, по-

Таблица 1. Некоторые химические свойства ризосферы и вмещающей почвы двух участков, медианные значения ($n = 5$) (при составлении таблицы были использованы данные [15])

Образец	рН		C _{орг} , %	Обменная кислотность, смоль(экв)/кг	Насыщенность ППК, %
	H ₂ O	KCl			
Кленовая парцелла					
Ризосфера	4.50	3.47	5.20*	2.96*	40.9*
Вмещающая почва	4.48	3.44	4.20	3.23	31.5
Еловый лес					
Ризосфера	3.91*	3.20*	4.70*	2.58*	54.7*
Вмещающая почва	4.12	3.35	2.51	1.78	71.6

* Различия между ризосферой и вмещающей почвой достоверны при $P > 0.9$.

скольку для многих показателей распределение случайных величин отличалось от нормального. Сравнивали медианные значения признаков, значимость различий оценивали по непараметрическому критерию Вилкоксона [3].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Кислотно-основные характеристики гор. АЕЛао почв под кленовой парцеллой и под еловым лесом. Полная химическая характеристика профилей палево-подзолистых почв по горизонтам на площадках под еловым лесом и под кленовой парцеллой, а также химическая характеристика образцов из ризосферы и вмещающей почвы опубликованы ранее [6, 15, 17]. Поэтому в табл. 1 представлены только некоторые кислотно-основные характеристики ризосферы и вмещающей почвы и содержание в них $C_{орг}$, которое достоверно выше в ризосфере и клена, и ели по сравнению с вмещающей почвой.

Из табл. 1 видно, что на площадке под еловым лесом наблюдаются более низкие значения pH_{H_2O} и pH_{KCl} и в ризосфере, и во вмещающей почве, чем на площадке под кленовой парцеллой, что согласуется с литературными данными. Установлено, что при прочих равных условиях почвы под хвойными культурами в подстилке и верхних минеральных горизонтах характеризуются более кислой реакцией среды и большей подвижностью алюминия по сравнению с почвами под лиственными, особенно под широколиственными, породами [7, 19, 33, 34, 42, 45, 56]. В работе [23] показано, что ель обыкновенная (*Picea abies*) по сравнению с кленом остролистным (*Acer platanoides*) обладает значительно более сильным подкисляющим воздействием на почву.

Сравнительный анализ содержания и состава водорастворимого органического вещества в почвах под разными древостоями показал, что концентрация растворенного органического вещества под хвойной культурой (*Tsuga canadensis*) в

2.5 раза выше, чем в почвах под двумя видами клена (*Acer saccharum* и *Acer rubrum*). При этом концентрация наиболее сильноокислотных компонентов в растворенном органическом веществе почвы под *Tsuga canadensis* составила 236 мкмоль/л, в то время как под *Acer saccharum* сильноокислотные компоненты отсутствовали, а под *Acer rubrum* их концентрация составила 21 мкмоль/л [33].

Несмотря на более высокие значения pH, в почве на участке под кленами обменная кислотность оказалась больше, особенно во вмещающей почве, а степень насыщенности ППК — меньше, чем в почве под елью. Такие противоречивые данные могут быть связаны с наличием в почве под еловым древостоем наиболее сильных органических кислот: щавелевой и лимонной, которые продуцируются эктомикоризными грибами, обычно обитающими на корнях ели, и обуславливают низкие значения pH. Кроме того, содержание органического вещества в ризосфере клена и во вмещающей почве оказалось выше, чем в ризосфере ели и в соответствующей вмещающей почве, что могло способствовать увеличению обменной кислотности.

Под еловым лесом почва ризосферы по сравнению с вмещающей почвой характеризуется достоверно более низкими значениями pH_{H_2O} и pH_{KCl} , большей обменной кислотностью и меньшей степенью насыщенности основаниями. В почве под кленовой парцеллой наблюдаются противоположные закономерности: ризосфера характеризуется достоверно меньшей обменной кислотностью и большей насыщенностью основаниями, при этом значимых различий в величинах pH_{H_2O} и pH_{KCl} между ризосферой и вмещающей почвой нет.

Выявленные различия в кислотно-основных свойствах ризосферы и вмещающей почвы под елью и под кленом можно объяснить совокупным действием нескольких факторов. Во-первых, на корнях ели, как правило, развиваются эктомикоризные грибы, продуцирующие наиболее сильные органические кислоты, что приводит к под-

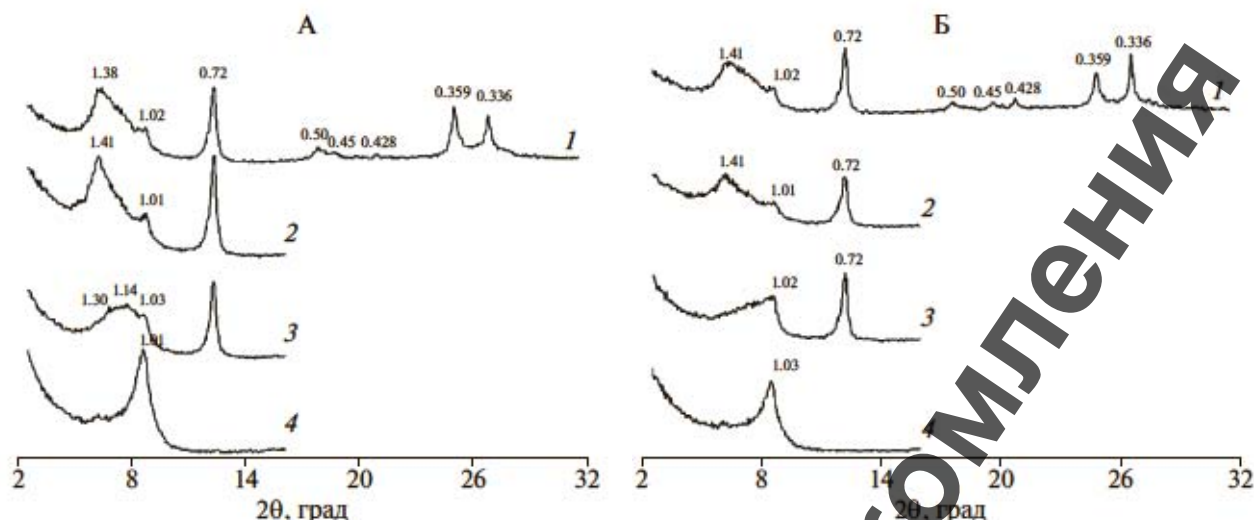


Рис. 1. Рентген-дифрактограммы препаратов насыщенной Са илистой фракции гор. AELao ризосферы клена (А) и вмещающей почвы (Б): исходных (1), насыщенных этиленгликолем (2), прокаленных при 350°C (3) и 550°C (4).

кислению почвы в ризосфере. В обзорной статье [29] представлен список семейств растений, представители которых имеют на корнях эктомикоризу. В этом списке на первом месте стоит семейство сосновых (Pinaceae), к которому относится *Picea abies*, а семейство кленовых (Aceraceae) отсутствует. Во-вторых, с опадом клена на поверхность почвы поступает больше оснований, чем с еловым опадом. Установлено, что в хвое, ветвях, древесине и опаде ели содержится меньше Са, Mg и K, чем в соответствующих компонентах широколиственных видов древесных пород [13]. Последняя закономерность частично связана с тем, что у многих широколиственных видов, включая клен, более глубокая корневая система, чем у ели, и поэтому деревья способны извлекать основания — элементы питания (Са, Mg, K) с большей глубины, чем корни ели, и возвращать их на поверхность и в верхние горизонты. В силу указанных причин в ризосфере клена по сравнению с вмещающей почвой не только не наблюдается подкисления среды, но и снижается обменная кислотность и соответственно повышается насыщенность ППК.

Содержание и минералогический состав илистой фракции в ризосфере клена остролистного и во вмещающей почве. В содержании илистой фракции статистически значимых различий между ризосферой и вмещающей почвой не выявлено при $P > 0.7$. В составе илистых фракций образцов во всех повторностях, как из ризосферы, так и из вмещающей почвы, диагностированы каолинит, иллит, минералы группы почвенных хлоритов и смешанослойные минералы с участием иллитовых и лабильных слоев, которые представлены вермикулитовыми и, возможно, смектитовыми компонентами. Преобладающей фазой является

каолинит, на долю которого в сумме с хлоритом приходится >70%. При этом в сумме каолинита и хлорита, количество которых по использованной методике определяется совместно, явно преобладает каолинит — об этом свидетельствует низкая интенсивность рефлекса хлорита в области 1.4 нм после прокалывания при 550°C (рис. 1). Вероятно также присутствие собственно слюд и слюд с дефицитом калия, но при наличии большого количества иллитов отдельная идентификация этих минералов не всегда возможна. Не исключено присутствие вермикулита как самостоятельной фазы, но его однозначная диагностика требует проведения специальных исследований. В небольшом количестве присутствуют хлорит и кварц, в некоторых образцах — полевые шпаты. Как в ризосфере, так и во вмещающей почве, отношение рефлексов первого и второго порядка слюд и иллитов варьируют в пределах от 2.0 до 2.3, что подтверждает диоктаэдрический характер заполнения октаэдрических сеток.

Указанная ассоциация глинистых минералов типична для гор. AELao подзолистых почв, в частности, палево-подзолистых почв Центрально-лесного заповедника [2, 8, 17].

Анализ дифракционных картин и статистическая обработка материала позволили выявить два отличия минералогического состава илистой фракции ризосферы клена от соответствующих характеристик илистой фракции вмещающей почвы. Первое отличие заключается в том, что в почве ризосферы содержится достоверно (при $P > 0.9$) больше слюд и иллитов и достоверно меньше (при $P > 0.9$) лабильных минералов при незначимых различиях в количестве минералов группы каолинита (табл. 2).

Таблица 2. Содержание и минералогический состав илистой фракции ризосферы и вмещающей почвы двух участков, медианные значения ($n = 5$)

Образец	Содержание частиц <1 мкм, %	Иллит	Каолинит и хлорит	Лабильные минералы	Хлорит	Почвенный хлорит
		% от суммы трех компонентов			полуколичественная оценка	
Кленовая парцелла						
Ризосфера	4.6	22*	73	5*	+	+++
Вмещающая почва	6.9	20	70	9	+	++
Еловый лес						
Ризосфера	4.1*	32*	51	17	+	++
Вмещающая почва	3.6	30	53	17	+	++

* Различия между ризосферой и вмещающей почвой достоверны при $P > 0.9$.

Как уже отмечалось, аккумуляция иллитовых минералов в почвах в составе глинистого материала ризосферы может быть связана с совместным влиянием нескольких факторов. Можно предполагать, что наибольшую роль играют усиление в ризосфере процессов физического дробления слюды и иллитов, заключенных в составе более крупных фракций [20], а также интенсификация процесса иллитизации, особенно в отдельные сезоны года [26, 60, 62]. Последнему процессу способствует более высокая концентрация калия в почвенном растворе, которая часто наблюдается в ризосфере различных видов растений по сравнению с вмещающей почвой [32, 61], несмотря на интенсивное поглощение калия корнями растений.

Второе отличие между глинистым материалом почвы ризосферы и вмещающей почвы заключается в разной степени развития процесса хлоритизации почвенных хлоритов (табл. 2). Эти различия отчетливо проявляются при оценке степени сжатия решетки на рентгенограммах препаратов, прокаленных при 350°C (рис. 1, 2). На рентгенограммах образцов илистой фракции почвы ризосферы в четырех из пяти повторностей наблюдается отчетливый широкий максимум в области 1.0–1.3 нм, что позволяет отнести почвенные хлориты к средней и наиболее продвинутой стадиям хлоритизации. Только в одной повторности из пяти дифракционная картина почвенных хлоритов соответствует начальной стадии хлоритизации, при которой эти минералы дают лишь заметную асимметрию отражения 1.0 нм [14]. На рентгенограммах илистых фракций из вмещающей почвы картина обратная: отчетливый максимум в области 1.0–1.3 нм наблюдается только в одной повторности из пяти, в остальных случаях степень хлоритизации меньше и диагностируется по асимметрии максимума 1.0 нм, что соответствует начальной стадии хлоритизации.

В соответствии с большим содержанием иллитов и большей степенью хлоритизации поч-

венных хлоритов, то есть с большим количеством жестких структур, илстая фракция почвы ризосферы обделена лабильными минералами по сравнению с вмещающей почвой (различия достоверны при $P > 0.9$).

Полученные результаты не согласуются с данными большинства авторов, которые наблюдали в ризосфере накопление лабильных минералов вследствие усиления процессов трансформационных изменений слюды, иллитов и хлоритов под действием органических лигандов и во многих случаях — под влиянием более кислой реакции среды [18, 43, 47, 49, 59, 63]. Выявленное противоречие между полученными данными и результатами других исследований можно объяснить следующим образом. В ризосфере клена остролистного медианные значения pH_{H_2O} ($n = 5$) по двум разным годам наблюдений (данные не приводятся) варьируют от 4.50 до 4.89, причем не наблюдается снижения значений pH водной и солевой суспензий по сравнению с вмещающей почвой, в которой эти величины варьируют от 4.11 до 4.69. Более того, в ризосфере величина обменной кислотности достоверно ниже, а степень насыщенности ППК — выше, чем во вмещающей почве. Указанные кислотно-основные характеристики ризосферы клена более благоприятны для развития процесса хлоритизации, чем значительно более низкие значения pH [17], свойственные ризосфере ели.

Содержание и минералогический состав илистой фракции в ризосфере ели обыкновенной и во вмещающей почве. Медианные значения содержания частиц <1 мкм составили 4.1 и 3.6% в ризосфере и вмещающей почве соответственно, различия значимы при $P > 95\%$. Набор глинистых минералов в илистой фракции в почве под еловым древостоем, так же как и под кленовой парцеллой, включает каолинит, иллит, минералы группы почвенных хлоритов и смешанослойные минералы с участием ил-

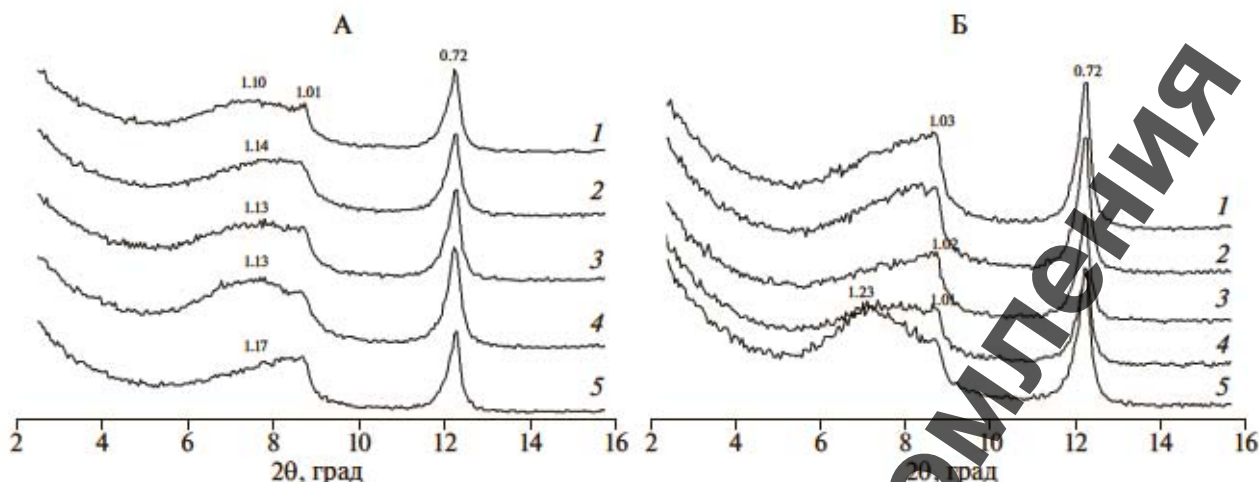


Рис. 2. Рентген-дифрактограммы илстых фракций после прокаливания при 350°C пяти повторностей (1–5) образцов из ризосферы клена (А) и образцов из вмещающей почвы (Б).

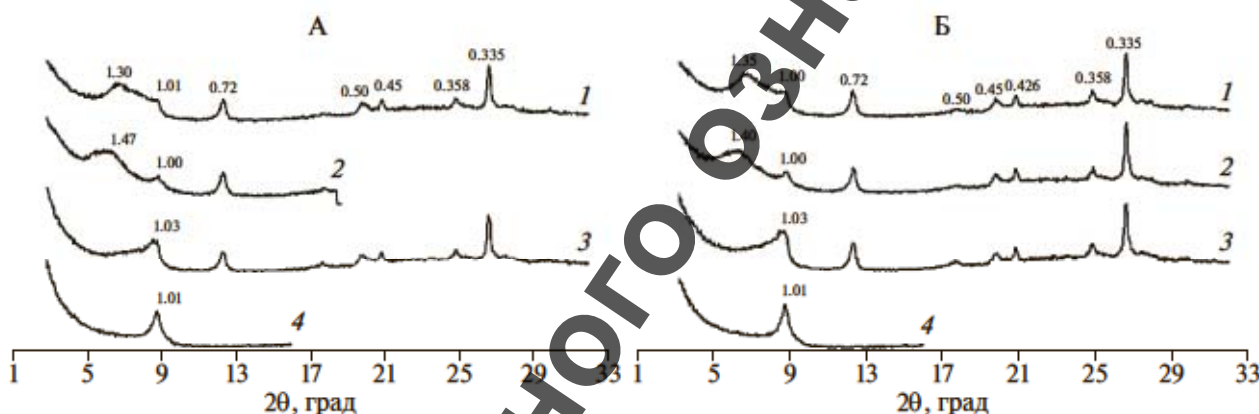


Рис. 3. Рентген-дифрактограммы препаратов насыщенной Са илстой фракции гор. AELao ризосферы ели (А) и вмещающей почвы (Б): исходных (1), насыщенных этиленгликолем (2), прокаленных при 350°C (3) и 550°C (4).

литовых и лабильных слоев, представленных вермикулитовыми и смектитовыми компонентами. Вероятно также присутствие вермикулита и смектита как самостоятельных фаз. Указанные минералы диагностируются как в ризосфере ели, так и во вмещающей почве (рис. 3).

Из табл. 2 видно, что почва ризосферы ели, так же как и почва ризосферы клена, содержит достоверно ($P > 0.9$) больше иллитовых минералов по сравнению с вмещающей почвой по рассмотренным выше причинам. В этом случае гипотеза об интенсификации процесса физического дробления крупных фракций до размера илстых частиц в ризосфере подтверждается достоверным увеличением количества ила в почве ризосферы по сравнению с вмещающей почвой. По процентному содержанию лабильных минералов и каолинита в сумме с хлоритом значимых различий между ризосферой и вмещающей почвой не выявлено.

Не обнаружено различий и в степени хлоритизации почвенных хлоритов — и в ризосфере, и во вмещающей почве эти минералы после прокаливания до 350°C дают примерно одинаковый широкий асимметричный пик в области 1 нм (рис. 3, 4), что соответствует начальной стадии хлоритизации.

Сравнительный анализ состава глинистого материала в ризосфере и во вмещающей почве под разными древостоями. Несмотря на небольшое расстояние между участками и сходство климатических, геоморфологических и литологических условий, между почвами двух участков выявлены существенные различия в процентном содержании отдельных групп глинистых минералов и в некоторых кристаллохимических особенностях отдельных фаз. Эти различия касаются не только почвы ризосферы разных пород деревьев, но и вмещающей почвы (рис. 2, 3).

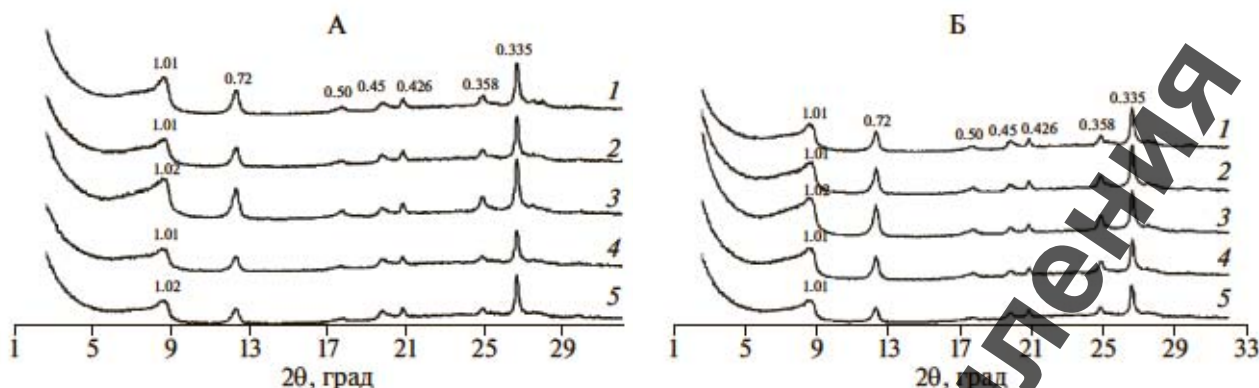


Рис. 4. Рентген-дифрактограммы препаратов илистой фракции после прокаливания при 350°C пяти повторностей (1–5) образцов почвы ризосферы ели (А) и вмещающей почвы под елью (Б).

Основные различия заключаются в следующем. В почве на участке под елью в составе илистой фракции содержание каолинита примерно в 1.5 раза меньше, а содержание слюдистых и иллитовых минералов, а также лабильных минералов в 1.5 раза больше, чем в почве участка с высокой долей клена. Отношение интенсивностей рефлексов первого и второго порядка иллитов в ризосфере клена варьирует в пределах от 2.0 до 2.3, что подтверждает диоктаэдрический характер заполнения октаэдрических сеток. В то же время в почве ризосферы ели и во вмещающей почве это отношение варьирует от 3.2 до 4.2, что может свидетельствовать о присутствии собственно слюд и слюд с дефицитом калия с заполнением октаэдрических сеток и по диоктаэдрическому, и по триоктаэдрическому типу.

Еще одним отличием в составе глинистого материала между почвами двух участков, как в ризосфере, так и во вмещающей почве, является меньшая степень хлоритизации почвенных хлоритов в составе илистой фракции участка под еловым древостоем (рис. 4). Сравнение рис. 2 и 4 показывает, что в почве под елью наблюдается значительно большее сжатие кристаллических решеток почвенных хлоритов в результате прокаливании при 350°C. По этому признаку почвенные хлориты, как в ризосфере, так и во вмещающей почве, в образцах всех пяти повторностей можно отнести к начальной стадии хлоритизации. Меньшая степень хлоритизации способствует увеличению доли лабильных минералов в составе илистой фракции.

Поскольку выявленные различия относятся как к ризосфере, так и к вмещающей почве, их частично можно объяснить пространственным варьированием состава исходного покровного суглинка в исследованном верхнем минеральном горизонте, чему способствуют процессы перемещения почвы при частых и сильных ветровалах [4]. В частности, относительно недавний (предположительно ~50 лет назад) ветровал

на участке под кленами мог привести к попаданию в гор. AELao материала из нижележащего гор. EL, в котором почвенные хлориты соответствуют более продвинутой стадии хлоритизации, чем в гор. AELao палево-подзолистых почв [2, 8, 17].

Вместе с тем найденные различия в минералогическом составе глинистого материала между ризосферой и вмещающей почве под кленами и ризосферой и вмещающей почвой под елью частично можно объяснить влиянием функционирования древостоев разного состава на процессы изменения глинистых минералов. Как уже отмечалось, не только ризосфера, но и вмещающая почва под еловым лесом характеризуется более низкими значениями pH водной и солевой суспензий, чем соответствующие характеристики почвы под кленовой парцеллой. Медианное ($n = 5$) значение pH в ризосфере ели составило 3.90, а по четырем разным годам наблюдений (данные не приводятся) варьировало от 3.90 до 4.46; во вмещающей почве эти величины варьировали в пределах от 4.10 до 4.54. В то же время в ризосфере клена значения pH варьировали по годам от 4.50 до 4.89, а во вмещающей почве — от 4.48 до 4.53. Известно, что при значениях pH < 4.4 существенно возрастает мобилизация Al [57], поэтому процесс хлоритизации в почве ризосферы ели находится на начальной стадии. При этом в отличие от почвы под кленовой парцеллой, принципиальных различий между почвой ризосферы ели и вмещающей почвой по степени хлоритизации минералов группы почвенных хлоритов не выявлено. Следует учитывать, что на участке разновозрастного елового леса есть деревья, возраст которых составляет ~100 лет, поэтому материал, который в настоящее время рассматривается как вмещающая почва, в прошлом мог быть ризосферой ели и испытывать влияние подкисляющего действия корней и эктомикоризных грибов. Такие условия не способ-

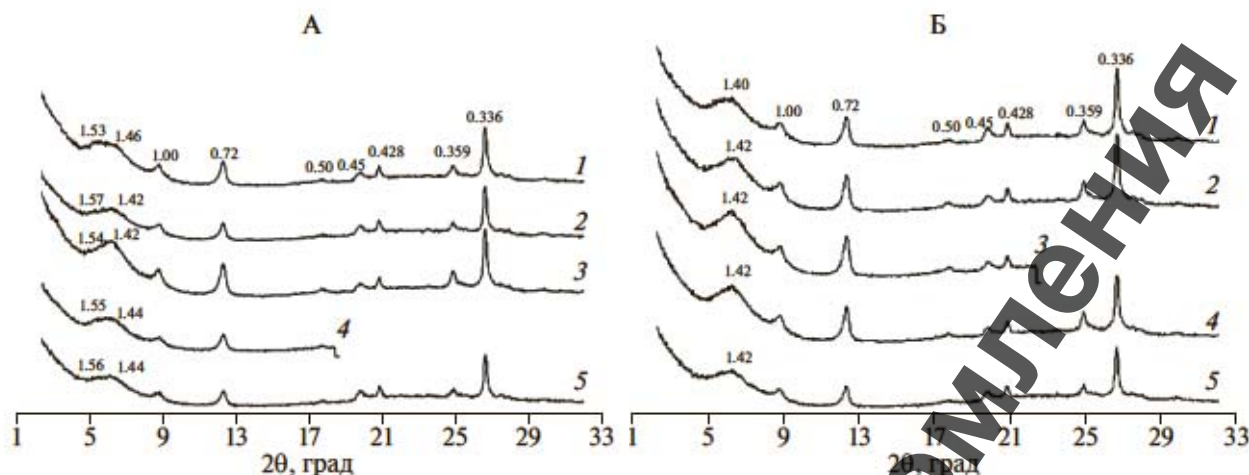


Рис. 5. Рентген-дифрактограммы препаратов илистой фракции, насыщенных этиленгликолем, пяти повторностей (1–5) образцов почвы ризосферы ели (А) и вмещающей почвы (Б).

ствовали образованию почвенных хлоритов наиболее продвинутой стадии хлоритизации.

Поскольку существенные различия в минералогическом составе илистых фракций между почвами под еловым лесом и кленовой парцеллой частично могут быть связаны с пространственной неоднородностью покровного суглинка, прямое сравнение состава глинистых минералов в почвах ризосферы ели и клена было бы не совсем корректно. В то же время для каждого из участков возможен сравнительный анализ изменений в составе глинистого материала в ризосфере по сравнению с вмещающей почвой.

Хотя в почве под еловым лесом не выявлено достоверных различий между ризосферой и вмещающей почвой по содержанию основных групп глинистых минералов, определяемых по методу Корнблума, в ризосфере ели можно заметить признаки более глубокой трансформации слюдяных и иллитовых минералов в лабильные структуры по сравнению с вмещающей почвой. Это подтверждается большим смещением рефлекса в области 1.4 нм в сторону меньших углов θ при насыщении этиленгликолем в четырех из пяти повторностей образцов из ризосферы (рис. 5). Во вмещающей почве таких признаков глубокой трансформации слюд и иллитов не обнаружено. По неопубликованным данным В.А. Умновой (используются с разрешения автора) в подзолистой почве на том же участке под еловым древостоем содержание лабильных минералов в смешанном образце илистой фракции почвы ризосферы, составленном из пяти индивидуальных проб, было равно 12%, а в смешанном образце илистой фракции вмещающей почвы — только 6%.

Полученные данные позволяют заключить, что в почве ризосферы ели наблюдается тенденция к более глубокой трансформации иллитов в лабильные минералы. Эти результаты согласуются с многочисленными литературными данными [18, 22, 38, 47, 49, 64].

Как уже отмечалось, выявленные изменения в составе глинистого материала ризосферы под *Picea abies* и другими хвойными древесными породами можно объяснить более кислой реакцией среды и большим содержанием органических лигандов в ризосфере за счет поступления корневых экссудатов и функционирования эктомикоризных грибов, продуцирующих низкомолекулярные органические кислоты.

Изучение специфики кислотно-основных свойств и выветривания минералов в ризосфере разных пород имеет еще один аспект, связанный с глобальным циклом химических элементов. Известно, что различия в кислотно-основных свойствах и в интенсивности выветривания минералов в почвах под разными типами леса могут существенно влиять на параметры большого геологического круговорота химических элементов. Установлено, что из почв под хвойными насаждениями возрастает вынос из почв ряда химических элементов по сравнению с выносом из почв под лиственными лесами за счет ускорения процесса выветривания минералов в условиях более кислой реакции среды [51]. В рамках данной работы этот вопрос специально не изучался. Вместе с тем, исходя из полученных данных, можно ожидать большей мобилизации оснований и алюминия и их выноса в нижележащие горизонты и за пределы почвенного профиля на участках с еловыми древостоями по сравнению с участками под широколиственными породами благодаря тем различиям в свойствах почв, которые связаны с ризосферными процессами.

ВЫВОДЫ

1. На участке под еловым древостоем и ризосфера ели, и вмещающая почва имеют более низ-

кие значения рН, чем на участке под кленами. При этом значения рН в ризосфере ели достоверно ниже, чем во вмещающей почве, в то время как в ризосфере клена значимых различий между этими показателями не выявлено.

2. Почва ризосферы клена и ризосферы ели по сравнению с соответствующей вмещающей почвой характеризуется достоверно большим содержанием слюды и иллитов в составе илистой фракции, что можно объяснить интенсификацией в ризосфере деревьев процессов физического дробления этих минералов, заключенных в составе более крупных фракций, и усилением процесса иллитизации.

3. В почве ризосферы и во вмещающей почве под еловым древостоем в составе илистой фракции содержится больше лабильных минералов и меньше каолинита и слюды и иллитов, чем в почве ризосферы и во вмещающей почве под кленовой парцеллой. Эти различия частично можно объяснить пространственной неоднородностью состава глинистого материала покровного суглинки, и частично — спецификой функционирования разных древесных культур и связанного с ними микробного сообщества, определяющей более низкие значения рН в почве под еловым древостоем.

4. Почва ризосферы клена по сравнению с вмещающей почвой характеризуется более продвинутой стадией хлоритизации минералов группы почвенных хлоритов вследствие благоприятных для процесса хлоритизации кислотно-основных условий.

5. В почве ризосферы ели по сравнению с вмещающей почвой выявлена тенденция к более глубокой трансформации слюды и иллитов в лабильные структуры за счет более кислой реакции среды, способствующей мобилизации Al^{3+} .

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 17-04-00374/17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айдинян Р.Х. Извлечение ила из почв. М.: Гипроводхоз, 1960. 10 с.
2. Алексеева С.А., Дронова Т.Я., Соколова Т.А. Химико-минералогическая характеристика подзолистых и болотно-подзолистых почв, развитых на двучленных отложениях // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2007. № 3. С. 31–37.
3. Благовещенский Ю.Н., Дмитриев Е.А., Самсонова В.П. Применение непараметрических методов в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 98 с.
4. Васильев И.И., Таргульян В.О. Ветровал и таежное почвообразование. М.: Наука, 1995. 248 с.
5. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 272 с.
6. Данилин И.В. Сравнительный анализ химических свойств палево-подзолистой почвы в ризосфере клена остролистного (*Acer platanoides*) и во внеризосферном пространстве // Сб. XXIV Междунар. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых "Ломоносов-2017", Секция "Почвоведение". М.: МАКС Пресс, 2017. С. 223.
7. Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 311 с.
8. Кирюшин А.В., Соколова Т.А., Дронова Т.Я. Минералогический состав тонкодисперсных фракций подзолистых и торфянисто-подзолисто-глееватых почв на двучленных отложениях Центрального лесного заповедника // Почвоведение. 2002. № 11. С. 1359–1370.
9. Классификация почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
10. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015. Научные редакторы перевода: М.И. Герасимова, П.В. Красильников. ФАО и МГУ им. М.В. Ломоносова, 2017.
11. Регуляторная роль почвы в функционировании таежных экосистем / Отв. ред. Г.В. Добровольский. М.: Наука, 2002. 364 с.
12. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под. ред. Г. Брауна. М.: Мир, 1965. 599 с.
13. Родин Л.Е., Базилиевич Н.И. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности земного шара. М.: Наука, 1965. 250 с.
14. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.
15. Соколова Т.А., Толпешта И.И., Лысак Л.В., Чалова Т.С. Специфика некоторых свойств почвы в ризосфере ели в горизонте АЕ1 подзолистой почвы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2015. № 4. С. 3–11.
16. Таргульян В.О., Герасимова М.И. (составители и научные редакторы). Мировая корреляционная база почвенных ресурсов: основа для международной классификации и корреляции почв. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2007. 371 с.
17. Толпешта И.И., Соколова Т.А., Бонифачио Э., Фальсонэ Г. Почвенные хлориты в подзолистых почвах разной степени гидроморфизма // Почвоведение. 2010. № 7. С. 831–842.
18. Толпешта И.И., Соколова Т.А., Воробьева А.А., Изосимова Ю.Г. Трансформация триоктаэдрической слюды в верхнем минеральном горизонте подзолистой почвы по результатам двухлетнего полевого эксперимента // Почвоведение. 2018. № 7. С. 902–915. doi 10.1134/S0032180X18070134
19. Холопова Л.Б. Динамика свойств почв в лесах Подмосковья. М.: Наука, 1982. 120 с.

20. April R., Keller D. Mineralogy of the rhizosphere in forest soils of the eastern United States // *Biogeochemistry*. 1990. V. 9. P. 1–18.
21. Arocena J.M., Glowa K.R. Mineral weathering in ectomycorrhizosphere of subalpine fir (*Abies lasiocarpa* (Hook) Nutt.) as revealed by soil solution composition // *Forest Ecology and Management*. 2000. V. 133. P. 61–70.
22. Arocena J.M., Glowa K.R., Massicotte H.B., Lavkulich L. Chemical and mineral composition of ectomycorrhizosphere soils of subalpine fir (*Abies lasiocarpa* (Hook) Nutt.) in the E horizon of a luvisol // *Can. J. Soil Sci.* 1999. V. 79. P. 25–35.
23. Augusto L., Ranger J., Turpault M.-P., Bonnaud P. Experimental in situ transformation of vermiculites to study the weathering impact of tree species on the soil // *Europ. J. Soil Sci.* 2001. V. 52. P. 81–92.
24. Bakker M.R., George E., Turpault M.-P., Zhang J.L., Zeller B. Impact of Douglas fir and Scots pine seedlings on plagioclase weathering under acid conditions // *Plant and Soil*. 2004. V. 266. P. 247–259.
25. Bonneville S., Morgan D.J., Schmalenberger A., Bray A., Brown A., Banwart S.A., Benning L.G. Tree-mycorrhiza symbiosis accelerates mineral weathering: Evidences from nanometer-scale elemental fluxes at the hypha-mineral interface // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 6988–7005.
26. Bourbia S.M., Barré P., Kaci M.B.N., Derridj A., Velde B. Potassium status in bulk and rhizospheric soils of olive groves in North Algeria // *Geoderma*. 2013. V. 197–198. P. 161–168.
27. Calvaruso C., Turpault M.-P., Frey-Klett P. Root-Associated Bacteria Contribute to Mineral Weathering and to Mineral Nutrition in Trees: a Budgeting Analysis // *Applied and Environmental Microbiology*. Feb. 2006. P. 1258–1266.
28. Courchesne F., Gobran G.R. Mineralogical Variations of Bulk and Rhizosphere Soils from a North Spruce // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1997. V. 61. P. 1245–1249.
29. Courty P.-E., Buée M., Diedhiou A.G., Frey-Klett P., Le Tacon F., Rineau, Turpault M.-P., Uroz S., Garbaye J. The role of ectomycorrhizal communities in forest ecosystem processes: New perspectives and emerging concepts // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42. P. 679–698.
30. Dakora F.D., Phillips D.A. Root exudates as mediators of mineral acquisition in low-nutrient environments // *Plant and Soil*. 2002. V. 245. P. 35–47.
31. Dessaux Y., Hinsinger P., Lemanceau P. Rhizosphere: so many achievements and even more challenges // *Plant and Soil*. 2009. V. 321. P. 1–3.
32. Dieffenbach A., Matzner E. In situ soil solution chemistry in the rhizosphere of mature Norway spruce (*Picea abies* [L.] Karst.) trees // *Plant and Soil*. 2000. V. 222. P. 149–161.
33. Dijkstra F.A., Geibe C., Holmström S., Lundström U.S., van Breemen N. The effect of organic acids on base cation leaching from the forest floor under six North American tree species // *Europ. J. Soil Sci.* 2001. V. 52. P. 205–214.
34. Dijkstra F.A., Fitzhugh R.D. Aluminum solubility in relation to organic carbon in surface soils affected by six tree species of the northeastern United States // *Geoderma*. 2003. V. 114. P. 33–47.
35. Dinesh R., Srinivasan V., Hamza S., Parthasarathy V.A., Aipe K.C. Physico-chemical, biochemical and microbial properties of the rhizospheric soils of tree species used as supports for black pepper cultivation in the humid tropics // *Geoderma*. 2010. V. 158. P. 252–258.
36. Dixon J.B., Schulze D.G. *Soil Mineralogy with Environmental Application*. Madison, Wisconsin, USA, 2002. 866 p.
37. Finlay Roger D. Ecological aspects of mycorrhizal symbiosis: with special emphasis on the functional diversity of interactions involving the extraradical mycelium // *J. Experimental Botany*. 2008. V. 59. P. 1115–1126.
38. Glowa K.R., Arocena J.M., Massicotte H.B. Properties of soils influenced by ectomycorrhizal fungi in hybrid spruce [*Picea glauca* × *engelmannii* (Moench.) Voss] // *Can. J. Soil Sci.* 2004. V. 84. P. 91–102.
39. Gobran G.R., Clegg S., Courchesne F. Rhizosphere processes influencing the biogeochemistry of forest ecosystems // *Biogeochemistry*. 1998. V. 42. P. 107–120.
40. Gregory P.J. Roots, rhizosphere and soil: the route to a better understanding of soil science // *Europ. J. Soil Sci.* 2006. V. 57. P. 2–12.
41. Griffin R.P., Baham J.E., Caldwell B.A. Soil solution chemistry of ectomycorrhizal mats in forest soil // *Soil Biol. Biochem.* 1994. V. 26. P. 331–337.
42. Hagen-Thorn A., Callesen I., Armolaitis K., Nilgård B. The impact of six European tree species on the chemistry of mineral topsoil in forest plantations on former agricultural land // *Forest Ecology and Management*. 2004. V. 195. P. 373–384.
43. Hinsinger P., Jaillard B., Dufey J.E. Rapid Weathering of Trioctahedral Mica by the Roots of Ryegrass // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1992. V. 56. P. 977–982.
44. Jones D.L. Organic acids in the rhizosphere – a critical review // *Plant and Soil*. 1998. V. 205. P. 25–44.
45. Kluber L.A., Tinnesand K.M., Caldwell B.A., Dunham S.M., Yarwood R.R., Bottomley P.J., Myrold D.D. Ectomycorrhizal mats alter forest soil biogeochemistry // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42. P. 1607–1613.
46. Kuz'yakov Y., Blagodatskaya E. Microbial hotspots and hot moments in soil: Concept & review // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 83. P. 184–199.
47. Leyval C., Berthelin J. Weathering of mica by roots and rhizospheric microorganisms of pine // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1991. V. 55. P. 1009–1101.
48. Moore D.M., Reynolds R.C. *X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals*. Oxford – New York, 1997. 378 p.
49. Naderizadeh Z., Khademi H., Arocena J.M. Organic matter induced mineralogical changes in clay-sized phlogopite and muscovite in alfalfa rhizosphere // *Geoderma*. 2009. V. 159. P. 296–303.
50. Otero X.L., González-Guzmán A., Souza-Junior V.S., Pérez-Alberti A., Macías F. Soil processes and nutrient bioavailability in the rhizosphere of *Bolax gummifera* in a subantarctic environment (Martian Mountains, Ushuaia – Argentina) // *Catena*. 2015. V. 133. P. 432–440.
51. Ouimet R., Duchesne L. Base cation mineral weathering and total release rates from soils in three calibrated for-

- est watersheds on the Canadian Boreal Shield // Can. J. Soil Sci. 2005. V. 85. P. 245–260.
52. Paris F., Bonnaud P., Ranger J., Lapeyrie F. In vitro weathering of phlogopite by ectomycorrhizal fungi. I. Effect of K^+ and Mg^{2+} deficiency on phyllosilicate evolution // Plant and Soil. 1995. V. 177. P. 191–201.
 53. Ranger J., Dambrine E., Robert M., Righi D., Felix C. Study of current soil-forming processes using bags of vermiculites and resins placed within soil horizons // Geoderma. 1991. V. 48. P. 335–350.
 54. Ranger J., Nys C. The effect of spruce (*Picea Abies* Karst.) on soil development: an analytical and experimental research // Europ. J. Soil Sci. 1994. V. 45. P. 193–204.
 55. Sandnes Arne, Eldhuset Toril D., Wollebck Gro. Organic acids in root exudates and soil solution of Norway spruce and silver birch // Soil Biol. Biochem. 2005. V. 37. P. 259–269.
 56. Skjellberg U., Raulund-Rusmussen K., Borggaard O.K. pH buffering in acidic soils developed under *Picea abies* and *Quercus robur* – effects of soil organic matter, adsorbed cations and soil solution ionic strength // Biogeochemistry. 2001. V. 56. P. 51–74.
 57. Sposito G. The Environmental chemistry of aluminium. CRC Press, Boca Raton. Florida. USA. 1989. 317 p.
 58. Stumm W. Chemistry of the Solid Water Interface. John Wiley & Sons, Inc. New York/Chichester/Brisbane/Toronto/Singapore. 1992. 428 p.
 59. Tuason M.M.S., Arocena J.M. Root organic acid exudates and properties of rhizosphere soils of white spruce (*Picea glauca*) and subalpine fir (*Abies lasiocarpa*) // Can. J. Soil Sci. 2009. V. 89. P. 287–300.
 60. Turpault M.-P., Gobran G.R., Bonnaud P. Temporal variations of rhizosphere and bulk soil chemistry in a Douglas fir stand // Geoderma. 2007. V. 7. P. 490–496.
 61. Turpault M.-P., Utiérano C., Boudot J.-P., Ranger J. Influence of mature Douglas fir roots on the solid soil phase of the rhizosphere and its solution chemistry // Plant and Soil. 2005. V. 275. P. 327–336.
 62. Turpault M.-P., Righi D., Utiérano C. Clay minerals: precise markers of the spatial and temporal variability of the biogeochemical soil environment // Geoderma. 2008. V. 147. P. 108–115.
 63. Vetterlein Doris, Kühn Thomas, Kaiser Klaus, Jahn Reinhold. Illite transformation and potassium release upon changes in composition of the rhizosphere soil solution // Plant and Soil. 2013. V. 371. P. 267–279.
 64. Zhang J., Eckhard G. Rhizosphere effects on ion concentrations near different root zones of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) and root types of Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* L.) seedling // Plant and Soil. 2009. V. 322. P. 209–218.

Acid–Base Characteristics and Clay Mineralogy in the Rhizospheres of Norway Maple and Common Spruce and in the Bulk Mass of Podzolic Soil

T. A. Sokolova^{a,*}, I. I. Tolpeshta^a, I. V. Danilin^a, Yu. G. Izosimova^a, and T. S. Chalova^a

^aLomonosov Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: sokolt65@mail.ru

Acid–base characteristics and composition of clay minerals were estimated in the rhizospheres of Norway maple (*Acer platanoides*) and common spruce (*Picea abies*) and in the corresponding bulk soil samples taken in five replicates from the AELao horizon of podzolic soils. On the plot under spruce forest, both rhizospheric and nonrhizospheric soils were found to be more acid than those on the plot with a considerable part of maple trees in the forest stand. No reliable differences in pH values were found between the maple rhizosphere and corresponding bulk soil, while the rhizospheric soil under spruce forest had significantly lower pH values as compared with the enclosing soil. The rhizospheric soil under both tree species was found to contain reliably more illite minerals in clay-sized fraction, which could be due to the intensification of illitization and physical disintegration of micas and illites in coarse fractions. Under spruce forest stand, the clay fraction in both rhizospheric and nonrhizospheric soils contained more expandable minerals and less kaolinite and illites as compared with those under maple parcel. These differences can be explained partly by the spatial variability of clay composition in the parent material (mantle sandy loam) and, partly, by the dissimilarities in the functioning of different tree species and associated microbial communities causing lower pH values in soils under spruce forest. In the maple rhizospheric soil pedogenic chlorites were characterized by a higher degree of aluminization in comparison with the enclosing soil owing to more favorable acid–base conditions. A tendency for a deeper transformation of illites into expandable clay minerals was revealed in the spruce rhizospheric soil as compared with the bulk soil, which can be explained by a more acid reaction facilitating the mobilization of aluminum.

Keywords: soil acidity, transformation of phyllosilicates, pedogenic chlorites, physical disintegration of micas and illites, illitization

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПОВ СМЫВА ПОЧВЫ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ ЮЖНОГО МЕГАСКЛОНА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 30 ЛЕТ

© 2019 г. К. А. Мальцев^{1, *}, М. А. Иванов¹, А. Г. Шарифуллин¹, В. Н. Голосов^{1, 2, 3}

¹Институт экологии и природопользования, Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1

³Институт географии РАН, Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29

*e-mail: mlcvkirill@mail.ru

Поступила в редакцию 06.06.2018 г.

После доработки 02.11.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

На основе использования моделей USLE и Государственного гидрологического института проведена оценка темпов смыва пахотных почв для четырех речных бассейнов, расположенных в лесной, лесостепной и степной зонах европейской территории России за два интервала времени (1960–1985 и 1986–2015 гг.). Полученные результаты свидетельствуют о разнонаправленных тенденциях изменения среднесуточных значений темпов смыва в различных ландшафтных зонах: сокращение на юге лесной и востоке степной зон, незначительный рост – в южных степях. Причиной уменьшения темпов смыва является сокращение поверхностного талого стока. К росту темпов смыва почв привело увеличение эрозионного потенциала дождевых осадков, которое частично компенсировалось увеличением почвозащитного коэффициента севооборотов.

Ключевые слова: эрозия почв, бассейновый подход, эрозионные модели

DOI: 10.1134/S0032180X19060091

ВВЕДЕНИЕ

На фоне постепенного восстановления площадей пахотных земель, прежде всего, в лесостепной и степной зонах европейской территории России (ЕТР), которое наблюдается в последние годы, представляется важным оценить произошедшие изменения темпов смыва почв за последние десятилетия. Этот период характеризовался значительными климатическими изменениями [4, 27] и изменениями землепользования [17], которые могут быть оценены на среднемасштабном уровне, а именно на уровне малого речного бассейна. Бассейновый подход позволяет с достаточной детализацией оценить пространственные различия в темпах смыва и их изменения во времени. Кроме того, следует учитывать, что потери плодородия почв, обусловленные развитием процессов водной эрозии на пахотных землях, негативно сказываются и на качестве поверхностных вод [10, 20]. В этой связи оценка темпов эрозии почв, проводимая для речного бассейна, позволяет выявлять территории с максимальным смывом, для которых с целью разработки эффективных почвозащитных мероприятий следует выполнить детальные крупномасштабные исследования.

Количественные оценки смыва почв проводятся с использованием различных методов [9]. Среди них применение эрозионных моделей позволяет получить представление о пространственном распределении многолетнего смыва почв внутри водосборов. В настоящий момент наиболее широко используемыми в мире моделями эрозии почв являются: RUSLE, SWAT, WEPP, LISEM [28–32, 35–38]. Модели эрозии почв можно разделить на две большие группы: эмпирические (RUSLE, MUSLE и их модификации) и физические обоснованные или гидромеханические (LISEM, WEPP, SWAT, MMF, WATER/SEDEM, EUROSEM и др.). Кроме этого, их можно разделить по разной степени временной детализации, которые оценивают среднегодовые потери почвы (RUSLE, MMF, WATER/SEDEM) и потери почв от каждого эрозионного события (LISEM, MUSLE, WEPP, SWAT, EUROSEM). Также они различаются по пространственному масштабу: модели LISEM, MUSLE, SWAT, WATER/SEDEM [28, 29, 36, 38] оценивают смыв на склоновом водосборе, а RUSLE, MMF [32, 37] – смыв в каждой конкретной точке склона. Модели WEPP и EUROSEM [30, 32, 35] могут работать в разных

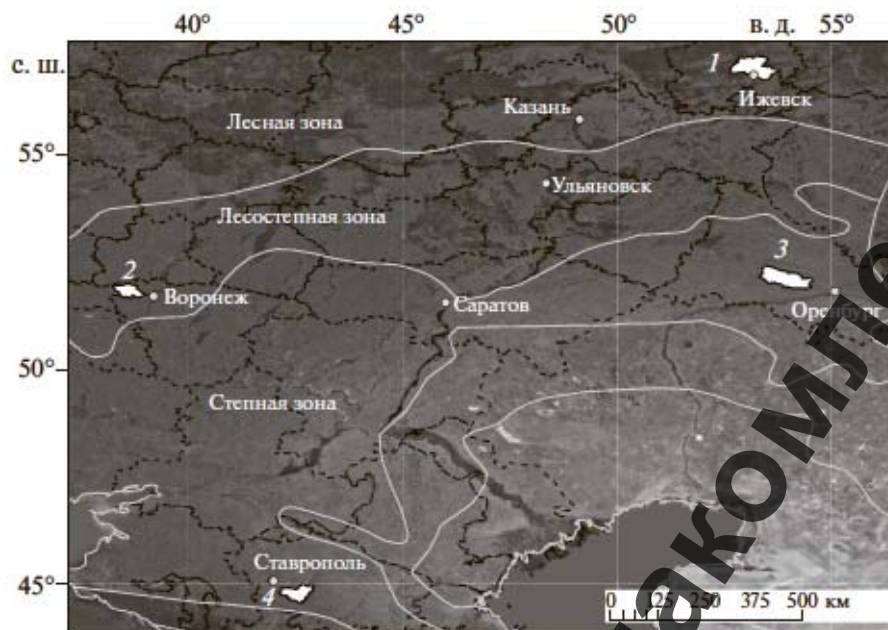


Рис. 1. Положение речных бассейнов в пределах ЕТР: 1 – Иж; 2 – Ведуга; 3 – Самара; 4 – Калаус.

пространственных масштабах. Из вышесказанного видно, что физически обоснованных моделей гораздо больше, чем эмпирических. Большинство из них призвано рассчитывать смыв почвы от конкретного стокового события на водосборе или на отдельном поле. Однако моделей, которые позволяют оценить среднегодовое значение смыва почв в каждой конкретной точке водосбора не так много. В основном это модели, базирующиеся на универсальном уравнении эрозии почв, которое используется также в данной работе.

Цель исследования состоит в оценке пространственно-временных изменений смыва почв на наиболее распаханной южной части лесной, лесостепной и степной зонах ЕТР, произошедшие за последние 30 лет. Исследования по оценке изменений смыва почв за последние несколько десятилетий были проведены ранее [12, 25]. Однако эти исследования были выполнены в мелком масштабе, в связи с чем в них не могли быть учтены фактические изменения площади пашни в пределах конкретных территорий. В настоящем исследовании проводится оценка изменений темпов смыва с учетом изменений климата, набора сельскохозяйственных культур и площади пашни на примере четырех малых речных бассейнов, расположенных в разных природных зонах, за два интервала времени (1960–1985 и 1985–2015 гг.). Это позволило дать оценку долговременного изменения потенциальных потерь почв от водной эрозии, произошедших в конце XX-го в начале XXI-го веков на изучаемой территории.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для количественной оценки темпов смыва за два временных интервала выбрано 4 речных бассейна, расположенных в различных ландшафтных зонах ЕТР (рис. 1). Каждый из речных бассейнов является типичным по характеру и площади распадки, набору сельскохозяйственных культур, агрометеорологическим условиям для обширной территории в пределах соответствующей ландшафтной зоны. Почвенный покров пахотных земель также является типичным для данной части каждой из ландшафтных зон и значительно отличается по противозерозной устойчивости, которая заметно уменьшается в бассейне р. Иж (табл. 1). Все речные бассейны располагаются в пределах возвышенностей, что предполагает более высокие темпы смыва.

Средние углы наклона поверхности речных бассейнов изменяются в относительно небольшом диапазоне, тогда как средние длины склонов изменяются довольно сильно в исследованных бассейнах (табл. 2).

Более существенны различия между бассейнами по климатическим характеристикам (табл. 3). Отличия в среднегодовой температуре воздуха на территории исследуемых бассейнов достаточно большие: от 2.8 (р. Иж) до 9.5°C (р. Калаус). Температурные различия определяют вероятность промерзания почв и ее глубину, которая зависит от температуры воздуха на период начала формирования устойчивого снежного покрова и его мощности.

Таблица 1. Преобладающие в речных бассейнах типы пахотных почв и их смываемость

Бассейн реки	Тип почв	Название в системе WRB, 2015	Смываемость, т/га на ед. ЭПО* [10]
Иж	Дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые	Eutric Albic Retisols (Abruptic, Loamic, Aric, Ochric)	3.2
	Дерново-подзолистые иллювиально-железистые	Glossic Albic Podzols (Abruptic, Epiarenic, Aric)	3.6
	Серые лесные	Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic, Aric)	3.3
Ведуга	Черноземы выщелоченные	Luvic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)	0.8
	Черноземы типичные	Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)	1.4
Самара	Черноземы южные	Haplic Chernozems (Loamic, Aric)	2.4
	Черноземы глубоковскипающие и бескарбонатные на легких породах	Eutric Arenosols (Aric, Humic)	1.3
	Черноземы остаточно-карбонатные	Skeletal Leptic Phaeozems (Loamic)	1.5
	Черноземы обыкновенные	Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)	1.4
Калаус	Черноземы солонцеватые	Luvic Chernozems (Loamic, Aric, Protosodic)	1.5
	Солонцы (автоморфные)	Haplic Solonetz (Albic, Cutanic, Differentic)	2.0
	Черноземы неполноразвитые	Eutric Mollic Leptosols (Loamic)	0.8
	Черноземы глубокие карбонатные	Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)	1.5

* ЭПО — эрозионный потенциал дождевых осадков.

Среднегодовое температуры января, так же как и среднегодовое значения температуры воздуха, увеличиваются с севера на юг. Исключение составляет бассейн р. Самара, где из-за увеличения континентальности климата наблюдаются суровые зимы. Следует отметить, что в бассейне р. Калаус и частично р. Ведуга осадки холодного времени года формируются за счет жидкой фазы, а постоянный снежный покров образуется в бассейне р. Ведуга на непродолжительное время в связи с большим количеством оттепелей зимой, а в бассейне р. Калаус — эпизодически, что приводит к снижению высоты снежного покрова и почти отсутствию поверхностного стока при таянии снега. Напротив, в бассейнах рек Иж и Самара ежегодно снег сохраняется до начала марта.

Для оценки темпов смыва в речных бассейнах использовали модифицированное для условий России универсальное уравнение потери почвы (USLE) и эмпирическую модель Государственного гидрологического института (ГГИ), объединенные в единую модель научно-исследовательской лабораторией эрозии почв и русловых процессов (НИЛЭПИРП) МГУ им. М.В. Ломоносова [9, 10].

Подготовка данных. Для создания базы данных для каждого речного бассейна подготовлено несколько растровых пространственных моделей: уклонов, длины склонов, смываемости почв, зем-

лепользования [13]. Для каждого временного среза показатели эрозионного потенциала осадков (ЭПО), запасов воды в снеге, внутригодового перераспределения дождевых осадков и почвозащитные коэффициенты севооборотов для периодов талого и ливневого смыва были представлены в виде константы для всей площади каждого бассейна [6, 17].

Во всех растровых моделях использовали равноплощадную коническую проекцию Альберса со следующими параметрами: сдвиг на восток — 850000; сдвиг на север — 0 м; центральный меридиан — 45°; стандартная параллель 1 — 64°; стандартная параллель 2 — 52°; исходная широта — 0°; эллипсоид — WGS84.

Морфометрические показатели рельефа пахотных склонов. Растровые модели морфометриче-

Таблица 2. Морфометрические параметры рельефа исследуемых территорий

Бассейн реки	Средний уклон поверхности бассейна, градус	Средняя длина склонов, м
Иж	2.64	102
Ведуга	2.31	101
Самара	2.05	134
Калаус	2.54	120

Таблица 3. Основные климатические характеристики*

Бассейн, метеорологическая станция	Среднегодовая температура воздуха, °С		Осадки периода года, мм		Высота снежного покрова на 1 декаду марта, см
	за год	в январе	теплого	холодного	
Иж, Ижевск	2.8 ± 0.3	−13.6 ± 0.9	346.7 ± 20.5	175.6 ± 13.5	60
Ведуга, Воронеж	6.1 ± 0.8	−7.8 ± 1.0	411 ± 23	148 ± 13	21
Самара, Сорочинск	4.6 ± 0.3	−12.9 ± 1.0	251 ± 15.6	124 ± 9.1	24
Калаус, Ставрополь	9.5 ± 1.2	−2.9 ± 0.7	437 ± 27.5	125 ± 19.3	6

* Значения климатических параметров даны за период 1950–2015 гг.

ских характеристик рассчитывали на основе глобальной цифровой модели рельефа, полученной в ходе выполнения миссии “SRTM”, по данным съемки радара C-SIR, имеющего пространственное разрешение одна угловая секунда. Цифровая модель рельефа “SRTM” отражает фактический рельеф поверхности Земли в 2000 г. Однако мы исходим из предположения, что в целом для склонов за период 1985–2015 гг. он оставался неизменным.

Длину и крутизну склонов рассчитывали с использованием ArcGIS. Для расчета уклонов применяли формулу (1) [23]:

$$S = \frac{180}{\pi} \arctg \left(\sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2} \right), \quad (1)$$

где $\partial z / \partial x$ и $\partial z / \partial y$ – частные производные вдоль координатных осей, которые рассчитываются по формулам (2) и (3):

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{(z_3 + 2z_6 + z_9) - (z_1 + 2z_4 + z_7)}{8\Delta x} \quad (2)$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} = \frac{(z_7 + 2z_8 + z_9) - (z_1 + 2z_2 + z_3)}{8\Delta y} \quad (3)$$

где z_1, z_2, \dots, z_9 – значения цифровой модели рельефа в узлах регулярной сетки, Δx – шаг сетки по X , Δy – шаг сетки по Y .

Климатические параметры. Для расчета потенциальных потерь почвы были подготовлены данные по таким климатическим параметрам, как ЭПО максимальной 30-минутной интенсивности, запасы воды в снеге, информация о внутригодо-

вом распределении ЭПО. Все эти параметры по состоянию на 1985 г. брали с карт, представленных в изданиях сотрудников НИЛ ЭПиРП [9, 10].

Так как за последние 30 лет (с 1985 г.) произошло увеличение как годовых сумм осадков в летне-осенний период [27], так и количества ливневых событий (со слоем более 10 мм), способных вызвать смыв почвы [4, 19], то было необходимо рассчитать новые значения ЭПО для каждого речного бассейна. Для этого использовали регрессионную зависимость между количеством выпадающих осадков в теплый период года и ЭПО, предложенную сотрудниками НИЛЭПиРП [7]. Кроме этого, мы исходим из того, что внутригодовое перераспределение жидких осадков осталось приблизительно неизменным. Используемые в дальнейших расчетах значения ЭПО для каждого бассейна представлены в табл. 4. Наибольший прирост ЭПО наблюдается в бассейне р. Калаус, расположенный на Ставропольской возвышенности в Предкавказье.

В зимний период, согласно одним исследованиям, произошло увеличение количества твердых осадков [20], что, несомненно, должно было привести к увеличению запасов воды в снеге. Согласно данным сайта ВНИГМИ МЦД, изменения запасов воды в снеге носят разнонаправленный характер в рассматриваемых бассейнах (табл. 5). Кроме того, во всех рассматриваемых бассейнах глубина промерзания почв сократилась почти в два раза, поэтому на большей части рассматриваемой территории наблюдается значительное сокращение весеннего склонового стока [11, 16, 34]. В результате в настоящее время отмечается незначительный смыв почвы или практически полное его отсутствие в весенний период, что было учтено при расчетах потенциальных потерь почвы.

Землепользование. В качестве исходных данных для создания моделей землепользования использовали космические снимки Landsat: level-1 standard data products Landsat 5 (Thematic Mapper – TM) и Landsat 8 (Operational Land Imager – OLI) [33]. За основу была взята методика дешифрирования, используемая в проекте CORINE Land Cover 2000 (CLC2000) [22, 24], скорректирован-

Таблица 4. Значения ЭПО в пределах исследуемых бассейнов за два интервала времени

Бассейна реки	ЭПО ₁₉₈₅	ЭПО ₂₀₁₅
Иж	5.0	6.9
Ведуга	8.0	10.5
Самара	4.6	5.7
Калаус	15.5	23.25

Таблица 5. Запасы воды в снеге и температура почвы в зимний период в речных бассейнах за два интервала времени

Бассейн реки	Запасы воды в снеге, мм		Глубина промерзания, см	
	1950–1985	1986–2015	1977–1985	1986–2011
Иж	144	173	129	74
Ведуга	56	44	70	32
Самара	35	56	78	34
Калаус	22	16	0	0

ная с учетом региональных особенностей и целей данного исследования. При картографировании использовали метод визуального дешифрирования и последующей ручной оцифровки.

На первом этапе была проведена ручная оцифровка границ пахотных угодий по снимкам 1980-х годов. Оцифровывали общие границы используемых пахотных угодий. Полученные границы накладывали на снимки второго временного периода (2015 г.). Определяли заброшенные пашни и соответственно корректировали границы. Таким образом, было получено два векторных слоя (за 1985 и 2015 г.) используемых пахотных угодий (рис. 2). Путем наложения полученных слоев получили данные о сокращении или приросте площади пашни за рассматриваемый период.

Характеристики почвы. Для подготовки данных о свойствах почвы использовали Единый государственный реестр почвенных ресурсов России [5, 6, 15]. Пространственная детальность данных источников информации, к сожалению, не соответствует масштабу исследования. Так, созданная электронная векторная карта типов почв имеет масштаб 1 : 2500000, но более детальных данных в открытом доступе для исследуемых бассейнов обнаружить не удалось.

Почвозащитная роль севооборотов. Для оценки почвозащитных коэффициентов севооборотов использовали данные о посевных площадях за два интервала времени (1960–1980 и 1993–2015 гг.), доступные в целом для каждого административного региона, в котором располагается речной бассейн. Восстановить фактические севообороты даже на уровне районов не представляется возможным. Для периода 1960–1980 гг. использовали опубликованные данные [10]. Расчет для периода 1993–2015 гг. выполнен на основе данных, представленных на сайте Федеральной службы государственной статистики [17]. Результаты расчетов, представленные в табл. 6, свидетельствуют о понижении почвозащитного коэффициента севооборотов к 2015 г. во всех бассейнах, а соответственно об усилении влияния севооборотов на сокращение смыва почв.

Расчет смыва в речных бассейнах. Для каждого из речных бассейнов оценки темпов смыва на

пашне проведены для двух интервалов времени 1960–1985 и 1985–2015 гг. для пара и фактических севооборотов. Расчет для пара выполнен для того, чтобы оценить различия в темпах смыва с пашни только с учетом различий в природных факторах эрозии почв. Вычисления с учетом севооборотов отражают фактические изменения во времени среднегодовых величин смыва в пределах речных бассейнов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Во всех рассмотренных бассейнах произошло сокращение площади пашни на 9–37% (табл. 7). Для оценки изменения эрозионного потенциала рельефа (ЭПР) на пахотных землях было вычислено среднее значение величины LS для пахотных земель на периоды 1984–1989 и 2013–2015 гг. Результаты представлены в табл. 8, из которой видно сокращение величины LS и ЭПР соответственно пахотных земель во всех анализируемых бассейнах.

Среднегодовой смыв на пашне с учетом севооборотов немного сократился в бассейнах рек Ижа и Самары, остался неизменным в бассейне р. Ведуги и несколько возрос на юге степной зоны в бассейне р. Калаус (табл. 9). Различия, выявленные для речных бассейнов, обусловлены разными сочетаниями изменившихся за 30-летний период факторов. Так, снижение смыва в бассейнах рек Ижа и Самары обусловлено в первую очередь изменением структуры землепользования, что привело к росту доли пашни с более низким ЭПР и уменьшением значения поч-

Таблица 6. Почвозащитные коэффициенты севооборотов в речных бассейнах за два интервала времени

Бассейн реки	Сливневой		Сталый	
	1980 г.	2015 г.	1980 г.	2015 г.
Иж	0.24	0.19	0.60	0.57
Ведуга	0.47	0.40	0.85	0.83
Самара	0.40	0.31	0.89	0.81
Калаус	0.47	0.40	0.71	0.68

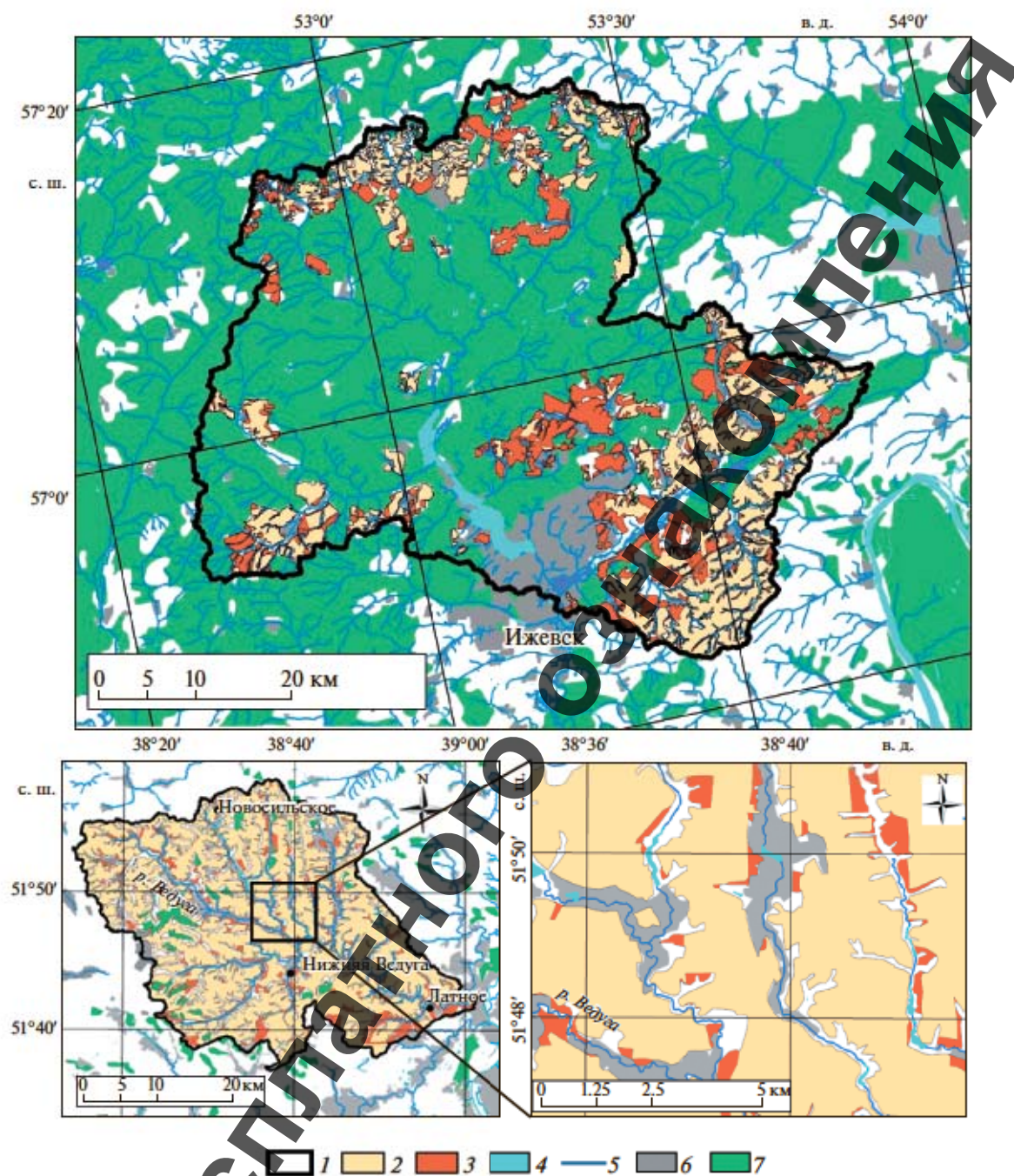


Рис. 2. Карта землепользования бассейна р. Иж на 2015 г.: 1 – граница бассейна реки; 2 – пахотные земли; 3 – заброшенные пахотные земли; 4 – водоемы; 5 – реки; 6 – населенные пункты; 7 – лесные массивы.

возащитного коэффициента севооборотов. В бассейне р. Ведуги произошло увеличение числа эрозионно-опасных ливневых событий, снижение смыва в период снеготаяния и уменьшение почвозащитных коэффициентов севооборотов, а также некоторое сокращение фактора LS . Напротив, в бассейне р. Калаус наблюдается существенный рост эрозионно-опасных ливней, который во многом компенсировался снижением значений

почвозащитного коэффициента севооборота. Таким образом, разнонаправленные изменения факторов смыва в большинстве случаев практически компенсировали друг друга.

Несколько иная картина выявляется при сопоставлении темпов смыва, рассчитанных на пар. В этом случае во всех бассейнах отмечен рост смыва, наиболее существенный в бассейне р. Калаус (табл. 9). Например, изменения темпов смыва по

Таблица 7. Площади пахотных угодий ключевых бассейнов в 1980-х и 2013–2015 гг.

Бассейн реки	Площадь бассейна, га	Площадь пашни, га		Изменение площади пашни, %
		1980-х гг.	2013–2015 гг.	
Иж	250819	64228	40229	37
Ведуга	119347	84068	76610	9
Самара	287416	167817	144412	14
Калаус	176887	81544	70763	13

Таблица 8. Средний эрозионный потенциал рельефа территорий, использующихся под пашни в речных бассейнах на 1985 и 2015 гг.

Бассейн реки	Ландшафтная зона	LS_{1985}	LS_{2015}
Иж	Юг лесной	1.50	1.47
Ведуга	Запад лесостепной	1.34	1.27
Самара	Восток степной	1.19	1.12
Калаус	Юг степной	1.48	1.38

Таблица 9. Среднегодовые темпы смыва почв при расчете на пар и фактический севооборот в 1985 и 2015 гг., т/га в год

Бассейн реки, ландшафтная зона, субъект федерации	Среднегодовые темпы смыва для ландшафтной зоны/субъекта федерации*	Среднегодовые значения смыва**	
		на пару	с учетом севооборотов
Иж, юг лесной зоны, Республика Удмуртия	11.4/6.7	23.34	4.43
		19.12	4.59
Ведуга, лесостепная зона, Воронежская область	2.7/4.6	13.88	5.55
		11.82	5.55
Самара, степная равнинная зона, Оренбургская область	2.2/2.2	7.43	2.30
		6.84	2.74
Калаус, степная возвышенная, Ставропольский край	7.8/6.5	38.81	15.52
		27.99	13.16

* Значения темпов смыва почв для ландшафтных зон и субъектов федерации взяты из работы Литвина [10].

** Над чертой дано значение за 2015 г., под чертой – за 1985 г.

площади достаточно наглядно прослеживаются на картах смыва (рис. 3) в бассейне р. Самары.

Увеличение расчетных величин смыва для чистого пара произошло за счет значительного увеличения эрозионного потенциала дождевых осадков, которое не компенсируется сокращением площади пашни с высоким ЭПР и практически отсутствием поверхностного стока в период весенне-го снеготаяния в бассейне р. Ведуги.

В целом во всех исследуемых речных бассейнах за два интервала времени (1960–1985 и 1985–2015 гг.) фиксируются пахотные склоны с примерно одинаковым распределением интенсивности смыва почв (рис. 4), однако существуют и небольшие территориальные различия. Так, для бассейна

р. Ижа характерно сокращение на 5.7% площадей пахотных земель с темпами смыва до 15 т/га в год после 1985 г. (рис. 4, А). В бассейне р. Ведуги, наблюдается сокращение площадей распахиваемых склонов на 3.8%, со значениями темпов смыва почв до 5 т/га в год (рис. 4, Б). Для бассейна р. Самары фиксируется сокращение площади распахиваемых земель на 3.5% на землях с темпами смыва до 3 т/га в год (рис. 4, В). В бассейне р. Калаус уменьшилось количество площадей пашни со значениями смыва до 25 т/га в год на 5.9% (рис. 4, Г). Единственным устойчивым трендом во всех четырех бассейнах является увеличение доли пахотных земель, на которых смыв превышает 50 т/га в год.

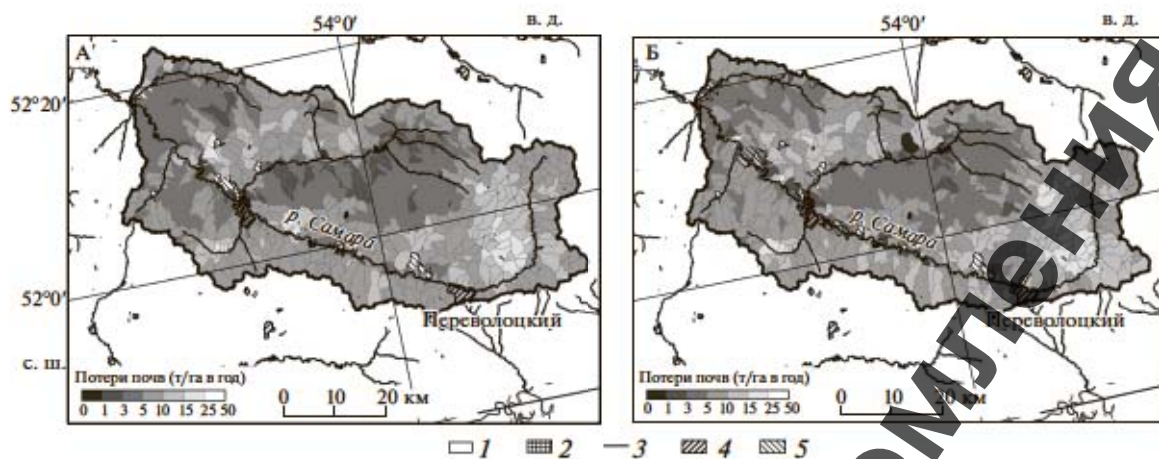


Рис. 3. Потенциальные потери почв с пара в бассейне р. Самара в 1985 (А) и 2015 гг. (Б): 1 – граница бассейна; 2 – водоемы; 3 – реки; 4 – населенные пункты; 5 – элементарные водосборы без пашни.

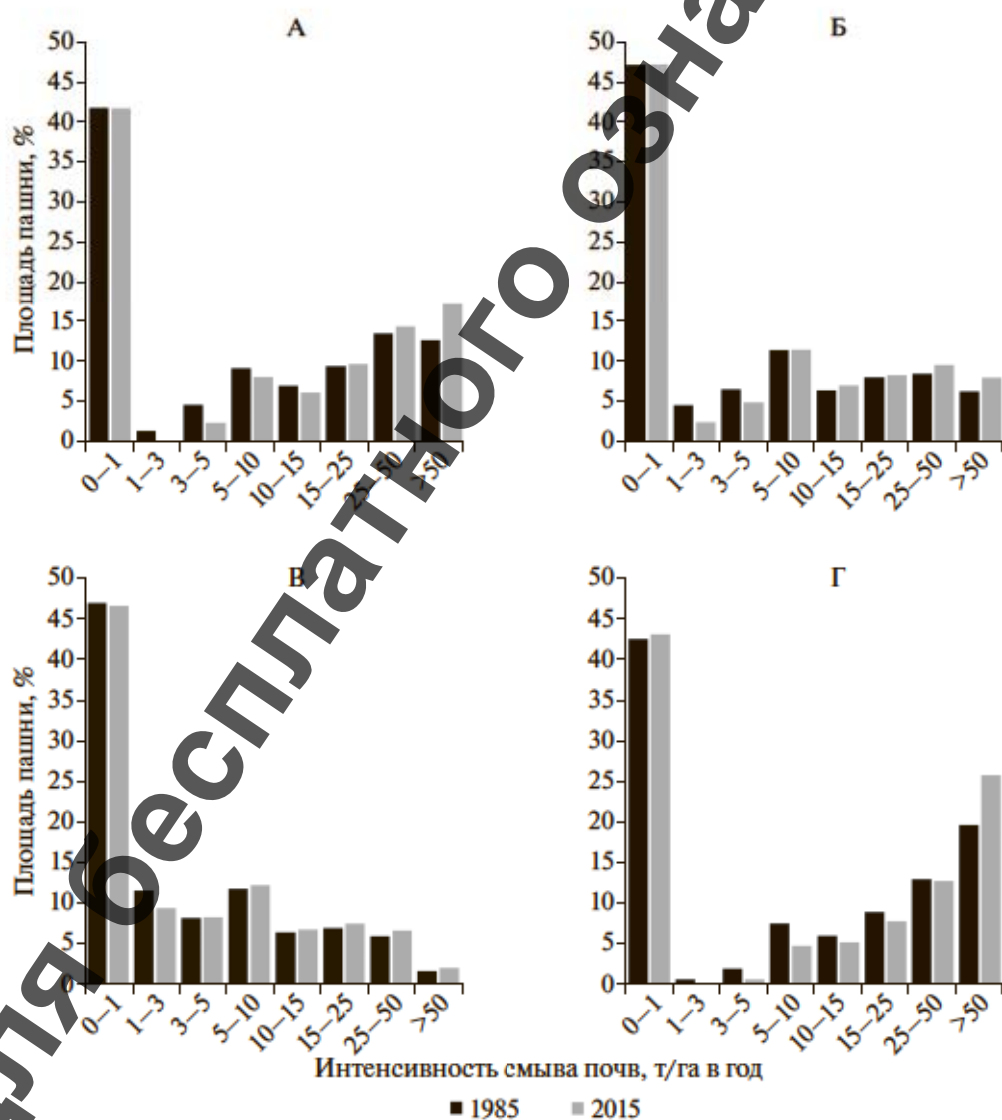


Рис. 4. Гистограмма распределения площадей пашни по интенсивности смыва на 1985 и 2015 гг. в бассейнах рек Иж (А), Водуга (Б), Самара (В) и Калаус (Г), % от общей площади.

Таблица 10. Среднемноголетние темпы аккумуляции наносов в днищах долин первого порядка, расположенных в пределах исследуемых речных бассейнов, за два временных интервала

Водосбор	Бассейн реки	Темпы аккумуляции, см/год		Источники литературы
		1963–1985	1986–2015	
“Ведуга”	Ведуга	2.62	1.21	[1]
“Курегово”	Иж	2.65	0.66	[2]
“Погромка”	Самара	1.47	0.57	[3]

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные количественные данные о потенциальных потерях почвы на пашне в пределах исследованных речных бассейнов ЕТР в целом близки по величине с темпами смыва для территории Европейского Союза (ЕС), рассчитанные на основе использования аналогичного подхода, которые составили 2.46 т/га в год в пределах всех типов землепользования [33]. В то же время эрозия на пахотных землях в пределах разных стран ЕС колеблется от 9.8–18.72 т/га в год в Италии и на Мальте до 0.64–0.68 т/га в год в Финляндии и Дании. Средние для стран значения потенциальных потерь почвы, составившие 2.51 и 2.78 т/га в год, получены для Германии и Франции соответственно. Близкие к этим значениям получены в работе Боско и др. [21].

Если говорить о временной динамике изменения темпов эрозии, то в среднем для ЕС за последние десятилетия потенциальные потери снизились на 9.5%, в первую очередь за счет внедрения почвозащитных технологий [27]. Для исследованных в данной работе речных бассейнов уменьшение среднегодового смыва почв во многом обусловлено сокращением поверхностного стока в период весеннего снеготаяния и уменьшением почвозащитного коэффициента севооборотов в связи с ростом доли многолетних трав. Последнее сильно сказалось в бассейне р. Ижа, расположенном на юге лесной зоны.

При сопоставлении полученных современных величин смыва на пашне с ранее опубликованными данными [10] для отдельных регионов ЕТР и ландшафтных зон в целом четко прослеживаются как определенные различия, так и сходства (табл. 9). Большинство различий обусловлено масштабом исследований и различиями в площадном охвате. Например, интенсивность смыва, полученная на 1985 г. по бассейну р. Иж, несколько занижена по сравнению со всей лесной зоной и занижена более чем в два раза по сравнению со всей Удмуртской республикой. Это связано с тем, что верхнее течение бассейна р. Иж, для которого проводились оценки, располагается на слабо расчлененной территории, тяготеющей к главному водоразделу между бассейнами рек Камы и Вятки, тогда как наибольшие

уклоны пашни в пределах Удмуртии приурочены к долинам рек Камы, Чепцы и ее притоков. Напротив, изученный бассейн р. Ведуги располагается в западной части Воронежской области в пределах Среднерусской возвышенности, тогда как большая часть области занимает южную часть Окско-Донской низменности. Аналогичны различия рельефа бассейна р. Калаус и в целом Ставропольского края.

Уменьшение интенсивности смыва почв хорошо согласуется с результатами длительного мониторинга овражной эрозии, проводимыми в Удмуртской Республике [16], которые свидетельствуют о сокращении темпов прироста вершин оврагов после 1997 г.

Также необходимо отметить, что установленная тенденция уменьшения темпов смыва в последние 30 лет (1985–2015) имеет противоположенную направленность тренду 1950–1980-х гг., когда по данным наблюдений на многих стационарах ЕТР (Придеснянском, института им. Докучаева, Курском, Нижнедевицком, станции “Каменная степь”) наблюдалось увеличение смыва в период снеготаяния [8, 14, 18].

Тенденция сокращения современных темпов эрозии почв отчетливо подтверждается сокращением темпов аккумуляции наносов в днищах сухих долин первого порядка за последние 30 лет в бассейнах рек Иж, Ведуга и Самара по сравнению с предшествующим 23-летним периодом. Эти данные были получены на основе датирования аккумулятивных толщ с использованием радиоцезиевого метода (табл. 10) [1–3, 26].

В то же время сокращения темпов аккумуляции почвы после 1986 г. в днищах малых долин выше, чем изменения потерь почвы, рассчитанные по эрозионным моделям для речных бассейнов. Это может быть связано с рядом причин, а именно: индивидуальными особенностями малых водосборов; ошибками в оценке абсолютных величин смыва на основе эрозионных моделей, прежде всего, в части определения темпов смыва в период снеготаяния; масштабом исследования, который влияет на степень осреднения темпов смыва. Можно предположить, что модель расчета темпов смыва во время снеготаяния (модель ГГИ) за период 1960–1985 гг., несколько занижала фак-

тический смыв, так как не учитывали вклад размыва днищ распахиваемых ложбин. Тогда как согласно данным многолетних полевых наблюдений на пахотных склонах темпы выноса почвы с водосборов распахиваемых ложбин на порядок превышают смыв со склонов не расчлененных ложбинами [11].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценка темпов смыва почв с пахотных склонов за два интервала времени, выполненная на основе расчетов по эрозионным моделям для четырех малых речных бассейнов южной половины ЕТР позволила выявить разнонаправленные тенденции изменений среднееголетних потерь почвы, которые в целом согласуются с ранее проведенными оценками эрозии почв в различных ландшафтных зонах ЕТР [1–3, 12, 18, 26]. Снижение расчетных величин интенсивности смыва с 4.6 и 2.7 т/га в год до 4.4 и 2.3 т/га в год за периоды 1960–1985 и 1986–2015 гг. выявлено соответственно для бассейнов рек Иж (юг лесной зоны) и Самара (восток степной зоны). Практически не изменился (5.5 т/га в год) смыв в бассейне р. Веды (запад лесостепной зоны) и несколько выросли (с 13.1 до 15.5 т/га в год) среднееголетние значения смыва почвы в бассейне р. Калаус (юго-запад степной зоны). Фактором усиления смыва явилось увеличение эрозионного индекса ливневых осадков, которое отмечено для всех речных бассейнов. В то же время для всех бассейнов потенциальное усиление смыва отчасти компенсировалось снижением коэффициентов почвозащитной роли севооборотов и уменьшением фактора рельефа, которое произошло за счет забрасывания пашни на наиболее эрозионно-опасных склонах. Существенное уменьшение глубины промерзания почв максимально сократило поверхностный сток и смыв со склонов в период снеготаяния. Последний фактор не повлиял на изменения смыва в бассейне р. Калаус, так как здесь талый сток со склонов по существу отсутствует с 1960-х годов.

Выявленные тренды согласуются с данными полевых наблюдений, которые также фиксируют тренд на снижение эрозии почв на юге лесной, в лесостепной и на большей части степной зон. В то же время полевые данные об изменении темпов аккумуляции наносов в днищах долин первого порядка, расположенных в пределах исследованных речных бассейнов, свидетельствуют о более существенном снижении потерь почвы с пашни, нежели результаты расчетов по эрозионным моделям. На наш взгляд, это может быть связано с рядом причин, главными из которых являются вероятное увеличение темпов аккумуляции наносов внутри пашни и на границе пашни–не распахиваемый склон; различиями в масштабах

оценок смыва (речной бассейн и малых водосбор первого порядка); занижением значений потерь почвы в период снеготаяния моделью ГГП на распахиваемых ложбинных водосборах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено благодаря финансовой поддержке РНФ проект № 15-17-20006 и в рамках темы госзадания 0148-2019-0005 (Институт географии РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Гусаров А.В., Шарифуллин А.Г. Оценка тренда деградации пахотных почв на основе изучения темпов формирования стратоземов с использованием ^{137}Cs в качестве хрономаркера // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1238–1252. doi 10.1134/S106422931710003910.7868/S0032180X17100033
2. Голосов В.Н., Рясин И.И., Гусаров А.В., Григорьев И.И., Шарифуллин А.Г., Гафуров А.М. Темпы эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах водосбора балки «Курегово» (бассейн р. Агрызка, республика Удмуртия) // Эволюция эрозионно-русловых систем, ее хозяйственно-экономические и экологические последствия, прогнозные оценки и учет: Доклады и сообщения Всерос. науч.-пр. конф. и XXXII межвузовского координационного совещания. Уфа: Аэтерна, 2017. С. 117–119.
3. Гусаров А.В., Голосов В.Н., Шарифуллин А.Г., Гафуров А.М. Современный тренд эрозии пахотных черноземов южных на западе Оренбургской области // Почвоведение. 2018. № 5. С. 601–616. doi 10.7868/S0032180X1805009X
4. Золина О.Г. Изменение длительности синоптических дождевых периодов в Европе с 1950 по 2008 годы и их связь с экстремальными осадками // Доклады Академии наук. 2011. С. 690–695.
5. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Интернет-ресурс официальной поддержки ЕГРПР (<http://atlas.mcx.ru/materials/egrpr/content/lsem.html>; дата обращения 10.04.2018).
6. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0 / Под ред. А.Л. Иванова, С.А. Шобы. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2014. 768 с.
7. Канатьева Н.П., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф. Современные изменения климатических факторов эрозии в Северном Приволжье // Эрозия почв и русловые процессы. 2010. № 17. С. 14–28.
8. Комиссаров М.А., Габбасова И.М. Эрозия почв при снеготаянии на пологих склонах в южном Предуралье // Почвоведение. 2014. № 6. С. 734. doi 10.7868/S0032180X1406005
9. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 200 с.
10. Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: Академкнига, 2002. 256 с.
11. Литвин Л.Ф., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Иванова Н.Н., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф. Стационарные исследования эрозии почв при снеготаянии в центральном Нечерноземье // Эрозия почв и

- русовые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. № 11. С. 57–76.
12. Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г. География динамики земледельческой эрозии почв на европейской территории России // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1390–1400.
 13. Мальцев К.А., Шарифуллин А.Г. Морфологическая классификация малых водосборов в речных бассейнах освоенных равнин // Геоморфология. 2017. № 3. С. 76–87.
 14. Петелько А.И., Богачева О.В. Влияние агрофона на сток талых вод // XXIV пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2009. С. 166–169.
 15. Рухович Д.И., Королева П.В., Калинина Н.В., Вильчевская Е.В., Симакова М.С., Долинина Е.А., Рухович С.В. Государственная почвенная карта-версия ArcInfo // Почвоведение. 2013. № 3. С. 251–267.
 16. Рысин И.И., Голосов В.Н., Григорьев И.И., Зайцева М.Ю. Влияние изменений климата на динамику темпов роста оврагов Вятско-Камского междуречья // Геоморфология. 2017. № 1. С. 90–103. doi 10.15356/0435-4281-2017-1-90-103
 17. Федеральная служба государственной статистики. Площади пахотных земель (<http://www.gks.ru>, дата обращения 10.04.2018).
 18. Чернышев Е.П., Иванова Н.Б. Потери органических и минеральных веществ почвами центра и юга Русской равнины при снеготаянии // Почвоведение. 1993. № 2. С. 73–83.
 19. Чижикова Н.А. Пространственно-временной анализ трендов изменений ливневых осадков на Европейской территории России как фактора изменения темпов эрозионных процессов за период 1960–2015 // Сб. статей по материалам XI семинара молодых ученых вузов, объединяемых Межвузовским научно-координационным советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Нижний Новгород: Изд-во Мининский ун-т, 2016. С. 251–258.
 20. Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю. Влияние антропогенных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. С. 152–164.
 21. Bosco C., de Rigo D., Dewitte O., Poesen J., Panagos P. Modelling soil erosion at European scale: towards harmonization and reproducibility // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2015. V. 15. № 2. P. 225–245. doi 10.5194/nhess-15-225-2015
 22. Bossard M., Feranec J., Otchev J. CORINE land cover technical guide: Addendum 2000 // Technical Report. 2000. № 40.
 23. Burrough P.A., McDonnell R.A., Lloyd C.D. Principles of geographical information systems. Oxford: Oxford University Press, 2015. 190 p.
 24. Büttner G., Feranec J., Jaffrain G., Mari L., Maucha G., Soukup T. The CORINE land cover 2000 project // EARSeL Proceedings. 2004. V. 3. № 3. P. 331–346.
 25. Golosov V., Yermolaev O., Litvin L., Chizhikova N., Kiryukhina Z., Safina G. Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain // Land Degradation and Development. 2018. № 29(8). P. 2658–2667. <https://doi.org/10.1002/ldr.3061>
 26. Golosov V.N., Walling D.E., Konoplev A.V., Ivanov M.M., Sharifullin A.G. Application of bomb-and Chernobyl-derived radiocaesium for reconstructing changes in erosion rates and sediment fluxes from croplands in areas of European Russia with different levels of Chernobyl fallout // J. Environ. Radioactivity. 2018. № 186. P. 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.019>
 27. Groisman P.Y., Knight R.W., Easterling D.R., Karl T.R., Hegerl G.C., Razuvaev V.N. Trends in intense precipitation in the climate record // J. Climate. 2005. V. 18. № 9. P. 1326–1350.
 28. Grun B., Woldearegay K., Hessel R., Baartman J.E.M., Abdulkadir M., Yazew E., Kessler A., Ritsema C.J., Geissen V. Assessing the effect of water harvesting techniques on event-based hydrological responses and sediment yield at a catchment scale in northern Ethiopia using the Limburg Soil Erosion Model (LISEM) // Catena. 2017. № 159. P. 20–34. doi 10.1016/j.catena.2017.07.018
 29. Kumar P.S., Praveen T.V., Prasad M.A. Simulation of sediment yield over un-gauged stations using MUSLE and fuzzy model // Aquatic Procedia. 2015. № 4. P. 1291–1295. doi 10.1016/j.aqpro.2015.02.168
 30. Laflen J.M., Elliot W.J., Flanagan D.C., Meyer C.R., Nearing M.A. WEPP-predicting water erosion using a process-based model // J. Soil and Water Conservation. 1997. V. 52. № 2. P. 96–102.
 31. Morgan R.P.C., Morgan D.D.V., Finney H.J. A predictive model for the assessment of soil erosion risk // J. Agricultural Engineering Research. 1984. № 30. P. 245–253.
 32. Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J.W.A., Auerswald K., Chisci G., Torri D., Styczen M.E., Folley A.J.V. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): Documentation and User Guide. Silsoe College, Cranfield University, Silsoe, Bedford, 1998.
 33. Panagos P., Borrelli P., Poesen J., Ballabio C., Lugato E., Meusburger K., Montanarella L., Alewell C. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe // Environ. Sci. Policy. 2015. № 54. P. 438–447. doi 10.1016/j.envsci.2015.08.012
 34. Petelko A.I., Golosov V.N., Belyaev V.R. Experience of design of system of counter-erosion measures // Proceedings of the 10th International Symposium on River Sedimentation. 2007. V. 1. P. 311–316.
 35. Pieri L., Bittelli M., Wu J.Q., Dun Sh., Flanagan D.C., Pisa P.R., Ventura F., Salvatorelli F. Using the Water Erosion Prediction Project (WEPP) model to simulate field-observed runoff and erosion in the Apennines mountain range, Italy // J. Hydrology. 2007. V. 336. № 1–2. P. 84–97. doi 10.1016/j.jhydrol.2006.12.014
 36. Quijano L., Beguería S., Gaspar L., Navas A. Estimating erosion rates using ¹³⁷Cs measurements and WATERS/SEDEM in a Mediterranean cultivated field // Catena. 2016. № 138. P. 38–51.
 37. Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). Agricultural Handbook 703. US Department of Agriculture, 1997.
 38. Vigiak O., Malagó A., Bouraoui F., Vanmaercke M., Poesen J. Adapting SWAT hillslope erosion model to predict sediment concentrations and yields in large Basins // Sci. Total Environ. 2015. № 538. P. 855–875.

Changes in the Rate of Soil Loss in River Basins within the Southern Part of European Russia

K. A. Mal'cev^{a, *}, M. A. Ivanov^a, A. G. Sharifullin^a, and V. N. Golosov^{a, b, c}

^aKazan Federal University, Kazan, 420008 Russian

^bInstitute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

^cLomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: mlcvkirill@mail.ru

Four river basins located in the forest, forest-steppe, and steppe zones of European Russia were evaluated for two time intervals (1960–1985 and 1986–2015) based on the use of the Universal Soil Loss Equation (USLE) and State Hydrological Institute (SHI) models. The obtained results attest to multidirectional tendencies in the mean annual rates of erosion rates in different landscape zones. The rates of soil erosion have decreased in the forest and eastern steppe zones and have slightly increased in the southern steppe zone. The reduction of surface snowmelt runoff is one of the main reasons for the decrease in soil erosion in the investigated river basins. An increase in the rates of soil erosion is related to the growth of rainstorm erosion index (R-factor), has been partially offset by an increase in the soil-protective coefficient of crops (C-factor).

Keywords: soil erosion, basin approach, erosion models

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Журнал «Почвоведение» принимает статьи от авторов независимо от места их проживания. Редакция отбирает для публикации наиболее важные и интересные работы, содержащие новые результаты и концепции или оригинальный анализ литературных данных. В первую очередь публикуются результаты фундаментальных исследований, отличающиеся новизной и представляющие интерес для широкого круга читателей. Представленные рукописи, как правило, направляются на отзыв двум независимым рецензентам. Авторы могут предлагать подходящие кандидатуры с указанием их ФИО, места работы и электронного адреса, но окончательный выбор рецензентов остается за Ответственным секретарем.

Внимание. Редакция журнала Почвоведение просит избегать использования и обсуждения в статьях данных по фракционному составу гумуса, поскольку этот метод устарел и уже давно не используется в других странах. Данные по фракционному составу гумуса ввиду его трудоемкости, как правило, получают в одной повторности, что исключает возможность оценки воспроизводимости результатов и оценки метрологии метода.

На основании полученных рецензий может быть принято решение о предварительном приеме статьи к публикации. Затем статья утверждается на заседании редколлегии журнала. Далее рукопись проходит научное и литературное редактирование с тем, чтобы обеспечить ясность и логику изложения, пригодность иллюстративного материала для воспроизведения в журнале и соблюдение правил и норм русского языка. После согласования изменений с авторами и внесения их в рукопись статья считается принятой в печать окончательно и направляется в производство. Издатель присылает авторам корректуру статьи на русском и английском языках в виде PDF-файлов по электронной почте и после опубликования статьи бесплатно предоставляет PDF-файлы с ее русской и английской версиями без права их коммерческого использования.

Редколлегия принимает на себя обязанность соблюдения этических норм, сформулированных «Ассоциацией научных редакторов и издателей» по отношению к публикациям в журналах. Авторам и рецензентам также следует придерживаться этих правил, размещенных в Интернете по адресам www.sciencejournals.ru, и <http://pleiades.online/ru/authors/declaration/>.

Приведенные в них примеры нарушения авторами этических норм (фальсификация данных, плагиат, самозаимствование, неадекватное цитирование, представление статей, уже опубликованных или направленных в другие журналы) могут служить поводом для безусловного отклонения как представленной, так и будущих статей таких авторов.

ПРЕДОСТАВЛЕНИЕ РУКОПИСЕЙ

Статьи, написанные коллективно, представляет один из авторов (далее – Автор), который ведет переписку с редакцией и издательством.

Рукописи следует направлять в редакцию по электронной почте esoils@yandex.ru. Журнал не принимает статьи, присланные в бумажном виде. Одновременно с рукописью нужно представить перевод на английский язык аннотации статьи и упоминающихся в ней специальных терминов, а также оригинал или электронные копии заполненных на компьютере и подписанных договоров о передаче авторского права для русской и английской версии; договор для английской версии необходимо заполнять на двух языках. Бланки авторских договоров доступны в Интернете по адресам www.sciencejournals.ru/ и <http://pleiades.online/ru/authors/agreement/>. Кроме того, если исследования, результаты которых описаны в статье, выполнялись в российских учреждениях, нужно приложить копию направления от одного из этих учреждений. Статья не может быть окончательно принята к печати, пока Автор не представил указанных документов. Если статья отклоняется Редколлегией, то присланный договор о передаче авторского права издателем не подписывается.

Рукописи после их переработки авторами представляются аналогичным образом. Срок переработки рукописи не должен превышать одного месяца. Переработанные статьи, присланные с нарушением срока, рассматриваются как новые работы с новой датой поступления.

ОФОРМЛЕНИЕ СТАТЬИ

Принимаются статьи на русском языке. Статьи на русском языке переводятся на английский издателем. Авторы, свободно владеющие английским языком, могут предложить свой перевод,

при этом заключение о его пригодности выносится отделом переводов Издательства.

Части рукописи располагаются в такой последовательности: первая страница, аннотация и ключевые слова, основной текст, список литературы, таблицы, рисунки.

Страницы рукописи должны иметь сквозную нумерацию.

Начало статьи оформляется строго по образцу:

— рубрика (одна из следующих: Генезис и география почв, Химия почв, Физика почв, Биология почв, Минералогия и микроморфология почв, Агрохимия и плодородие почв, Мелиорация почв, Деградация, восстановление и охрана почв)

— индекс статьи по Универсальной десятичной классификации (УДК);

— название;

— знак охраны авторского права (©), год, авторы (инициалы перед фамилией); фамилии иностранных авторов пишутся на русском языке и приводятся на языке оригинала, для языков с не-латинским шрифтом дается английская транскрипция;

— полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием, в каком из учреждений работает каждый из авторов, указываются традиционные названия академических и учебных институтов без характеристик формы учреждения далее страна и почтовый адрес организации с индексом;

— электронный адрес для публикации в статье;

— дата поступления статьи в редакцию.

Например:

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ПОЧВОПОДОБНЫЕ ТЕЛА НА МАРСЕ

© 2019 г. В. О. Таргульян^a, Н. С. Мергелов^{a,*}, С. В. Горячкин^a

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

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

*e-mail: mergelov@igras.ru

Поступила в редакцию 22.04.2019 г.

Почв в строго научном смысле слова на Марсе нет и, по-видимому, никогда не было, так как до сих пор не обнаружены признаки жизни — ни современной, ни древней. Многочисленные упоминания в научной литературе “марсианских почв” относятся не к докучаевским почвам, а к рыхлым субстратам. В связи с этим к поверхностным образованиям Марса более применима концепция планетарных оболочек — экзонав. Все экзоны разделены на ситоны, сформированные трансформацией материнской породы *in situ*, трансоны, возникшие при латеральном передвижении и осаждении вещества, и трансситоны, образовавшиеся в результате сочетания инситных и латеральных процессов. К почвоподобным телам (солоидам) Марса относятся ситоны и трансситоны — они являются абиотично-экстремальными образованиями и обладают профильной дифференциацией по оксидам железа, легкорастворимым солям и глинистым минералам, сформированной преимущественно при наличии жидкой воды в палеогумидные (2.5/3.0 млрд л. н.) эры развития Марса. Настоящие мощные ситоны (марсианские коры выветривания) могли бы формироваться в результате длительного выветривания только на стабильных поверхностях в гумидные эры. Затем они или были погребены более поздними осадками, или эродированы. Такие объекты на Марсе еще не обнаружены.

Ключевые слова: экстремальные условия среды, внеземные почвоподобные тела, реголит, экзон, Soloid

Аннотация 200–250 слов должна содержать предмет, тему, цель работы, метод или методологию проведения работы, место исследования уточнить до области (края). Результаты работы. Область применения результатов. Выводы. В названии статьи и аннотации не допускается использование аббревиатур.

Ключевые слова (от трех до пяти), наиболее точно отражающие тематику статьи и не повторяющие название, а также название исследуемых почв по WRB IUSS Working Group WRB. 2014. World reference base for soil resources 2014, International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.)

Основной текст должен быть логично структурированным. Он должен содержать следующие разделы: Введение, Объекты и методы, Результаты и обсуждение (или Результаты, Обсуждение), Заключение, Благодарность (ссылка на грант), Список литературы, таблицы, подписи к рисункам, рисунки. Следует придерживаться следующих ограничений: текст до 20 стр., список литературы, таблиц и рисунков не более 5. Исключение может быть только для обзорных статей.

При указании номенклатуры почв, индексов горизонтов и классификационного положения почв следует ссылаться на опубликованные классификационные системы. Если названия, индексы или классификационный ранг авторские, их следует обосновать. Индексы горизонтов рекомендуется писать на строке (правильно: A1ca, Bth).

В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе СИ. В расчетных работах необходимо указывать авторов используемых программ. При названии различных соединений желательно использовать терминологию ИЮПАК. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. При описании видового состава растительности необходимо приводить русские и латинские названия. Описание известных методов и свойств заменяется литературными ссылками. Номера ссылок ставятся на строке в квадратных скобках.

Все сокращения должны быть расшифрованы. Впервые вводимые аббревиатуры выделяться полужирным шрифтом.

Аббревиатуры и формулы химических соединений, употребляемые как прилагательные, пишутся через дефис: ИК-спектроскопия, ЖК-состояние, ОН-группа (но группа ОН). В тексте используются «кавычки», но не «кавычки». Буква «ё» заменяется на «е» везде, кроме фамилий и слов, образованных от слова «лёсс».

Пробел ставится: между инициалами и фамилией; цифрой и размерностью (кроме градусов, процентов, промилле); знаком номера или параграфа и числом (№ 3), в сокращениях из нескольких слов (кроме и т.д., и т.п., т.е.); в ссылках на рисунки и таблицы (рис. 1, табл. 2); в географических названиях после точки (г. Москва). Пробел не ставится: между кавычками или скобками и заключенными в них словами; числом и буквой в обозначениях (IVd, рис. 1A). Точка ставится: после сносок (в том числе в таблицах), примечаний к таблице, подписей к рисункам, сокращений (г. — год, млн., т. пл.), кроме подстрочных индексов, соответствующих одному слову ($T_{пл}$, но $T_{ф.п.}$).

Точка не ставится: после УДК, названия статьи и таблиц, фамилий авторов, адресов, заголовков и подзаголовков, размерностей (с, г — грамм, мин, ч, град), а также формул, приведенных на отдельной строке.

По всей статье необходимо соблюдать единый принцип условных обозначений с первоначальным их объяснением в скобках или в контексте.

Недопустимо использовать одинаковые обозначения для разных величин. Следует избегать смешанного употребления русских и латинских индексов. Математические формулы, размещаемые на отдельных строках, последовательно нумеруются арабскими цифрами в круглых скобках.

Текст должен содержать ссылки на все таблицы и рисунки. Не следует приводить экспериментальные данные и результаты расчетов, которые не обсуждаются в тексте статьи, а также использовать таблицы и графики для представления одних и тех же результатов.

Заключение не должно дублировать аннотацию. В этом разделе может быть обоснована значимость полученных результатов для развития исследуемой области науки, перспективы изучения затронутой проблемы. Далее при необходимости приводятся благодарности за помощь в работе.

Таблицы должны иметь порядковый номер, название. Графы должны иметь заголовки и разделяться вертикальными линиями. Следует избегать сокращений слов в таблицах и пустых ячеек.

Список литературы должен содержать только те публикации, на которые есть ссылки в тексте (ссылки в тексте приводятся в квадратных скобках):

- работы располагаются в алфавитном порядке, по фамилиям авторов; отдельные работы одного и того же автора располагаются в алфавитном порядке их названия;

- сначала приводятся работы на русском, затем на иностранных языках (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в русской транскрипции);

- для журнальных статей указываются: фамилия и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год издания, номер (выпуск), страницы, при наличии указывается англоязычная ссылка (Мергелов Н.С., Горячкин С.В., Шоркунов И.Г., Зазовская Э.П., Черкинский А.Е. Эндолитное почвообразование и скальный «загар» на массивно-кристаллических породах в Восточной Антарктике // Почвоведение. 2012. № 10. С. 1027–1044. (N. S. Mergelov, S. V. Goryachkin, I. G. Shorkunov, E. P. Zazovskaya, and A. E. Cherkinsky "Endolithic Pedogenesis and Rock Varnish on Massive Crystalline Rocks in East Antarctica," Eurasian Soil Science, 45 (10), 901–917 (2012). doi 10.1134/S1064229312100067);

- для книг указываются: фамилии и инициалы авторов, название книги, город, издательство, год издания, общее количество страниц (например, Иванов Б.П. Минералогический состав почв. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1998. 526 с.);

- в тексте в квадратных скобках указывается порядковый номер работ (по возрастанию порядковых номеров), на которые дается ссылка;

- все приведенные в тексте цитаты должны быть выверены по первоисточникам;

- указание в списке литературы всех цитируемых в статье работ обязательно;

- цитирование двух и более работ под одним номером, одной и той же работы под разными номерами не допускается.

Следует придерживаться следующих рекомендаций:

- 1) обязательно цитировать современную литературу, изданную за последние два года, и не только русскоязычную;

2) если русскоязычная статья имеет англоязычную версию, обязательно ее привести в скобках;

3) охватывать адекватный круг авторов из российских журналов для повышения их рейтинга;

4) приводить ссылки на DOI тех статей, у которых они есть;

5) по возможности не цитировать малодоступную литературу (например, депонируемые и прочие рукописи, сборники конференций и т.п.);

6) ГОСТы приводятся в тексте статьи с полными номерами, но не входят в список литературы.

Рисунки должны быть обязательно выполнены на компьютере. Рекомендуется, чтобы размер рисунка в рукописи позволял его воспроизведение в журнале без масштабирования. На рисунках следует оставлять минимальное количество словесных обозначений, а все пояснения включать в подрисовочные подписи. Подрисовочные подписи даются на отдельной странице (все на одной странице), не следует помещать в них маркеры (кружки, треугольники и т.п.), использованные на рисунках.

Подробные правила подготовки иллюстраций, в том числе цветных, представлены по адресу <http://www.maik.ru/ru/authors/guidelines/prepare-electronic-version/images/>

ПОДГОТОВКА ЭЛЕКТРОННОЙ ВЕРСИИ

Электронная версия статьи состоит из файла с текстом статьи и файлов с рисунками (в формате tiff, по одному на рисунок).

Для удобства рецензирования Автор может дополнительно представить файл в формате DOC, RTF или PDF, в котором рисунки расположены непосредственно в тексте статьи.

Подготовленные файлы пересылаются в редакцию по электронной почте esoils@yandex.ru.

При представлении переработанной рукописи необходимо загрузить все файлы, независимо от того, в какие из них реально внеслись изменения.

Файл с текстом статьи должен быть подготовлен в формате Microsoft Word for Windows последней доступной авторам версии. Текст набирается через 1.5 интервала 14 шрифтом Times New Roman. Слова разделяются одним пробелом. Клавиша Enter используется только для начала нового абзаца. Абзац начинается с красной строки (отступ 1 см). Со всех сторон страницы оставляются поля 2 см. Для подготовки текста можно использовать специальный стилевой DOT_файл (шаблон).

Для создания таблиц необходимо применять стандартную функцию программы Word, а для набора сложных математических формул — Ре-

дактор формул (Equation Editor) или программы MathType. Обозначения физических величин даются курсивом, а единиц измерения и специальных математических символов (sin, ln, $\sqrt{}$) — прямым шрифтом. Десятичная часть числа отделяется точкой, а не запятой. Примеры: $L = 7.3 \times 10^3$ м, $E_a = 14$ кДж/моль, $T = 50^\circ\text{C}$. В таблицах и на графиках размерность пишется через запятую: λ , м, для подлогарифмических величин — в квадратных скобках без запятой: $\ln p$ [мин]. При перечислении, а также в числовых интервалах размерность приводится лишь для последнего числа, за исключением угловых градусов. Наилучшим форматом представления рисунков является TIFF для растровой графики и фотографий и EPS для векторной графики. Допускаются также рисунки, выполненные в форматах JPEG, GIF и DOC.

Желательно использовать разрешение не менее 600 dpi (точек на дюйм) для черно-белой графики и 300 dpi — для полутоновой (оттенки серого) графики и фотографий. Сканированные изображения с разрешением менее 650 dpi не принимаются. Толщина линий на рисунках в журнале должна быть не менее 0.5 pt, а размер букв — не менее 5 pt. Если Автор предполагает, что его рисунки при воспроизведении будут уменьшены, он должен соответственно увеличить размер букв и толщину линий в рукописи. Наилучшие шрифты для надписей на рисунках — Arial и Helvetica.

Авторам рекомендуется проверять файлы, входящие в электронную версию статьи, на наличие в них вредоносных программ (вирусов). При обнаружении таких программ редакцией присланные файлы будут немедленно удалены.

Редакция использует в работе только лицензионное программное обеспечение. Авторы несут персональную ответственность в случае использования ими для подготовки статей программных продуктов, приобретенных или установленных незаконным путем.

Авторам статей, принятых в печать, издательство направляет электронную корректуру в виде pdf-файла. Замечания нужно вносить непосредственно в pdf-файл статьи, используя панель инструментов "Комментарии и пометки" программы Adobe Reader версии 9 и выше, которую можно скачать по адресу <http://get.adobe.com/reader/>.

Рукопись, оформленная с нарушением настоящих Правил, будет возвращена Автору без рассмотрения по существу.

Редколлегия журнала желает авторам успехов в научной деятельности и окажет им всяческую поддержку в публикации новых интересных результатов.