СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2020

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Почвенно-седиментационная запись эволюции природной среды голоцена, телль Юнаците, Болгария

А. Л. Александровский, В. И. Балабина, Т. Н. Мишина, С. Н. Седов 3

Разработка подходов к введению антропогенно-измененных почв в содержание почвенной карты Российской Федерации (на примере Московской области)

М. И. Герасимова, Т. В. Ананко, Н. В. Савицкая 19

Оценка внутрибиогеоценозной изменчивости лесных подстилок и травяно-кустарничковой растительности в еловых насаждениях

О. В. Семенюк, В. М. Телеснина, Л. Г. Богатырев, А. И. Бенедиктова, Я. Д. Кузнецова 31

ФИЗИКА ПОЧВ

Параметры зависимости температуропроводности минеральных почв от влажности для различных текстурных классов

Т. А. Архангельская 44

ХИМИЯ ПОЧВ

Изменение денситометрического фракционного состава органического вещества почв лесостепной зоны в процессе постагрогенной эволюции

Л. А. Овсепян, И. Н. Курганова, В. О. Лопес де Гереню, А. В. Русаков, Я. В. Кузяков 56

Влияние адсорбции гуминовой кислоты на коагуляционную устойчивость почвенных суспензий

Г. Н. Курочкина 69

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Морфофизиологические особенности некоторых культивируемых бактерий засоленных почв Приаралья

Ш. А. Бегматов, О. В. Селицкая, Л. В. Васильева, Ю. Ю. Берестовская, Н. А. Манучарова, Н. В. Дренова 81

Пространственно-временные особенности фосфатазной активности естественных и антропогенно-преобразованных почв

Н. Н. Каширская, Л. Н. Плеханова, Е. В. Чернышева, М. В. Ельцов, С. Н. Удальцов, А. В. Борисов 89

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Возможность снижения аллелотоксичности почв для зерновых культур

Г. Н. Федотов, И. В. Горепекин, Л. В. Лысак 102

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Содержание, распределение и формы миграции ^{238}U в почвах природных и техногенных ландшафтов Южной Якутии

А. П. Чевычелов, П. И. Собакин 110

Динамика микробной биомассы, ее структура и функциональная активность в почвах при лесовозобновлении на вырубках пихтарников Енисейского кряжа

А. В. Богородская, А. С. Шишикин 119

Contents

No. 1, 2020

Genesis and Geography of Soils

Soil-Sedimentation Record of the Natural Environment Evolution during the Holocene: Tell Yunatsite, Bulgaria
A. L. Alexandrovskiy, V. I. Balabina, T. N. Mishina, and S. N. Sedov 3

Approaches to the Introduction of Humanly-Modified Soils in the Updated Version of the Soil Map of Russia (with the Example of Moscow Oblast)
M. I. Gerasimova, T. V. Ananko, and N. V. Savitskaya 19

Assessment of Intra-Biogeocenotic Variability of Forest Litter and Grass-Shrub Vegetation in Spruce Forest
O. V. Semenyuk, V. M. Telesnina, L. G. Bogatyrev, A. I. Benediktova, and Ya. D. Kuznetsova 31

Soil Physics

Parameters of the Thermal Diffusivity Versus Water Content Function for Mineral Soils of Different Textural Classes
T. A. Arkhangelskaya 44

Soil Chemistry

Changes in the Density Fractions of Organic Matter in the Soils of the Forest-Steppe Zone During Their Postagrogenic Evolution
L. A. Ovsepyan, I. N. Kurganova, V. O. Lopes de Gerenyu, A. V. Rusakov, and Ya. V. Kuzyakov 56

Influence of Humic Acid Adsorption on Coagulation Stability of Soil Suspensions
G. N. Kurochkina 69

Soil Biology

Morphophysiological Properties of Some Cultivable Bacteria of Salinity Soils of the Aral Sea Region
Sh. A. Begmatov, O. V. Selitskaya, L. V. Vasileva, Yu. Yu. Berestovskaja, N. A. Manucharova, and N. V. Drenova 81

Chronogeographical Features of Phosphatase Activity in Natural and Human-Transformed Soils
N. N. Kashirskaya, L. N. Plekhanova, E. V. Chernisheva, M. V. Eltsov, S. N. Udaltsov, and A. V. Borisov 89

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

Possibility of Reducing the Soils Allethotoxicity for Grain Crops
G. N. Fedotov, I. V. Gorepekin, and L. V. Lysak 102

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Content, Distribution and Migration of U in Soils of Natural and Technogenic Landscapes of Southern Yakutia
A. P. Chevychelov and P. I. Sobakin 110

Dynamics of Microbial Biomass, its Structure and Functional Activity in Soils of Restored Felled Areas in Fir Forests of the Yenisei Ridge
A. V. Bogorodskaya and A. S. Shishikin 119

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 3–18

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ПОЧВЕННО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЗАПИСЬ ЭВОЛЮЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ГОЛОЦЕНА, ТЕЛЛЬ ЮНАЦИТЕ, БОЛГАРИЯ

© 2020 г. А. Л. Александровский[a, *], В. И. Балабина[b], Т. Н. Мишина[b], С. Н. Седов[c, d, e]

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

[b] *Институт археологии РАН, ул. Дм. Ульянова, 19, Москва, 117036 Россия*

[c] *Институт геологии, Национальный автономный университет, Мексика, 04510 Мехико*

[d] *Тюменский индустриальный университет, ул. Володарского, 38, Тюмень, 625000 Россия*

[e] *Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, ул. Малыгина, 86, Тюмень, 625026 Россия*

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

Поступила в редакцию 11.02.2019 г.
После доработки 14.05.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

Предлагается метод реконструкции палеосреды голоцена на основе анализа педо-биомаркеров в отложениях теллей. На телле Юнаците такие реконструкции проведены на примере двух типов записи среды: а) почвенной, зафиксированной в профиле срединной и нижней почв телля; она отражает изменение условий педогенеза усредненно за относительно продолжительные промежутки времени; б) почвенно-седиментационной, содержащейся в культурных отложениях энеолита и раннего бронзового века, мощностью 3.5 и 2.5 м соответственно. Нижняя почва, залегающая на глубине 9.2–10.0 м, погребенная около 5000 кал. лет до н.э. (хронология основана на калиброванных ^{14}C датах), малогумусная и карбонатная, свидетельствует о засушливых условиях климата VI тыс. до н.э. Срединная почва, лежащая на глубине 5 м, формировалась по ^{14}C данным около 1500 лет (4350–2850 кал. лет до н.э.). По данным микроморфологических и химических анализов, она сильнее гумусирована и выщелочена от $CaCO_3$, так как формировалась в более влажных условиях климата. В отложениях энеолита и бронзового века, накапливавшихся около 600 лет в V тыс. до н.э. и около 350 лет в III тыс. до н.э., выявлена детальная запись во времени процессов выщелачивания $CaCO_3$. В связи с увеличением влажности климата, выщелачивание активизировалось дважды: около 4500 и 2800 кал. лет до н.э. В эти же два периода, особенно 4500 кал. лет до н.э., доля остатков влаголюбивого бука значительно возрастает, доля дуба снижается. Сходные данные получены по результатам анализа фитолитов и палинологии.

Ключевые слова: палеопочвы, палеоботаника, палеосреда голоцена, Балканы, энеолит, черноземы

DOI: 10.31857/S0032180X20010025

ВВЕДЕНИЕ

Исследования палеопочв курганов и других археологических объектов степей юга России, а также прилегающих лесостепных и лесных территорий позволили получить новые результаты, касающиеся эволюции педогенеза, и на их основе разработать схемы истории климата и ландшафтов в голоцене [3, 13, 15, 26]. Вместе с тем данные, полученные на примере подобных объектов, характеризуют только вторую половину голоцена. Для времени атлантического и более ранних периодов (6–12 тыс. кал. л.н.) подобных данных мало, что определяет противоречивость палеореконструкций. В связи с этим большой интерес представляют собой телли, имеющиеся в смежных регионах, возраст которых может превышать 10 тыс. лет. Причем, под всеми изученными нами теллями были обнаружены погребенные почвы [2].

Телли выделяются среди других древних поселений большой мощностью культурного слоя (**КС**) и выглядят как высокие, иногда до 30 м, холмы. Появились они на рубеже плейстоцена и голоцена у культур эпипалеолита и докерамического неолита на Ближнем Востоке [32]. Затем, в неолите и бронзовом веке они широко распространились, сформировав “теллевую зону”, включающую Месопотамию, Малую и Среднюю Азию, Египет, Закавказье, Балканы и Средний Дунай [1, 2, 8, 29, 31–34, 36, 37, 40, 50].

По данным археологических исследований, на телле Юнаците напластования формировались в течение нескольких тысячелетий – от энеолита до раннего средневековья. Впервые телль раска-

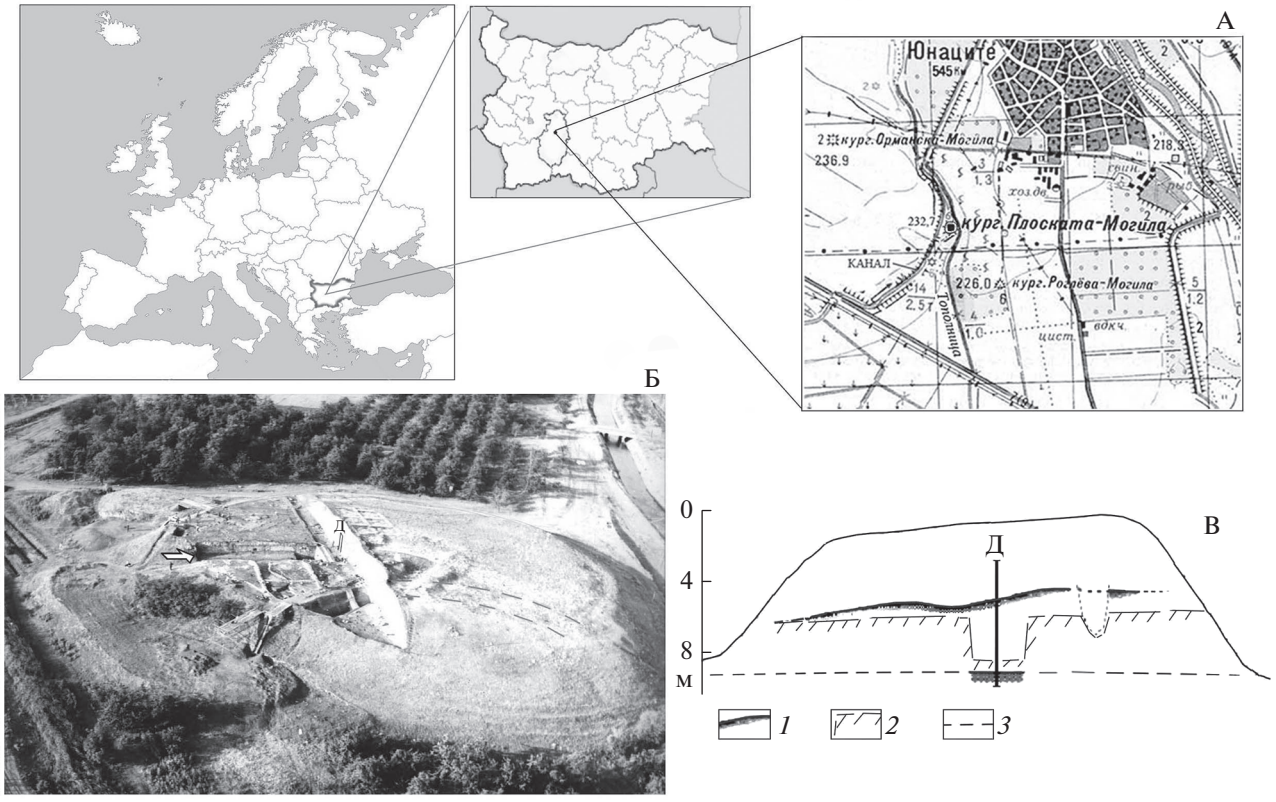


Рис. 1. Расположение тепля (А) – курган Плоская могила около с. Юнаците, в области Пазарджик в Болгарии; Б – раскопки тепля, 1982 г. (траншея Микова (указана стрелкой), расположение колонки D, полукольцевой ров бронзового века, отвалы, в правой части – канал, в левом верхнем и нижнем углах – протока р. Тополницы); В – схематическое строение тепля: *1* – срединная и нижняя погребенные почвы; *2* – дно раскопа 2001 г. и траншеи Микова 1937–1939 гг., расположение колонки Д и рва бронзового века; *3* – предполагаемое положение основания тепля.

пывали в 30-х годах [21]. Новые раскопки начались в конце 70-х годов, а в начале 80-х была образована Болгаро-Российская экспедиция, проработавшая на памятнике до 2001 г. Все эти годы последовательно раскапывалась восточная часть тепля, к которой был привязан и раскоп-траншея 30-х годов (рис. 1). Изучены напластования железного века, 16 горизонтов эпохи ранней бронзы и верх отложений энеолита [16, 20, 25]. К 2002 г. раскопки были доведены до уровня –6...–7 м, при общей мощности КС более 9 м. Были выявлены и исследованы палеопочвы: современная, срединная, разделяющая отложения энеолита и РБВ, и палеопочва, подстилающая тель [5–7, 17]. Проводились палеоботанические исследования [8, 43, 44]. Отложения тепля датировались [9, 19, 28, 35].

Особый интерес для изучения палеоэкологии голоцена представляет колонка Д, включающая слои энеолита, раннего бронзового века (**РБВ**), разделяющую их почву (срединную), а также почву, подстилающую тель. Почвы характеризуют перерывы в седиментации, их длительность и характер условий среды прошлого [3, 13, 38]. Почвенные процессы идут и в периоды отложения КС тепля, что позволяет проводить реконструкции характера педогенеза и палеосреды с высоким разрешением во времени.

Цель работы – реконструкция условий палеосреды среднего голоцена по результатам исследования почв и отложений тепля комплексом методов палеопочвоведения и палеогеографии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Тель у с. Юнаците расположен в Верхней Фракии (Болгария) на выположенном днище широкой Фракийской долины между Среднегорским и Родопским горными массивами, на правом берегу западного рукава р. Тополница, недалеко от ее впадения в р. Марицу. Поверхность долины наклонена к востоку-юго-востоку и осложнена невысокими речными террасами р. Тополницы, сложенными суглинистым аллювием. Тель находится в нижней половине пологого склона террасы к пойме. Почвы черноземные (Chernozems and Phaeozems), встречаются серые лесные (Luvisols). Современные ландшафты степные переходные к лесостепным. Климат умеренно-континентальный

переходный к средиземноморскому. Средняя температура июля 23°С, января – около 0°С. Среднегодовая температура 11.3°С. Годовое количество осадков 550 мм [11].

Колонка Д расположена в средней части центрального профиля, охватывает стенку раскопа с глубины 2.5 м, и ниже, стенку траншеи В. Микова, расчищенные нами в 2001 г. до уровня –8.75... –8.80 м (рис. 1). По этой части толщи мощностью 6.3 м составлено подробное описание. Пробы взяты также ниже, до глубины около 10 м, при помощи бурения. В итоге исследованы следующие основные стратиграфические горизонты (**СГ**): СГ1 – слой РБВ, глубина 2.5–5.0 м, СГ2 – срединная почва (4.9–5.3 м), СГ3 – слой энеолита (5.3–9.2 м), СГ4 – нижняя почва (9.2–9.9 м).

Приведем описание разреза по колонке Д:

–2.50...–3.00 м. Верхний из вскрытых *горизонтов РБВ* – серовато-палевый, сухой, по количеству угля и пепла неясно выделяются три прослоя.

–3.00...–5.18 м. Слоистый буровато-палевый суглинок, местами глина. Состоит из многочисленных четко выраженных прослоев, относящихся к строительным горизонтам X–XVII. Окраска и состав прослоев различается: пепелистые сероватые, зеленоватые глинистые, линзы белесой золы, прослои горелого зерна, встречаются ямы, нарушающие стратиграфию. Вся толща содержит педогенные карбонаты в виде мелких белесых пятен, пропитки, мицелярных форм. В колонке Д линза золы (низ гор. XVII) лежит на поверхности погребенной почвы. Горизонт XVI – мощный, следы активной строительной деятельности – линзы строительного мусора, пепла, глубокие столбовые ямы, крупные камни, много небольших нивелировочных подсыпок, границы подсыпок фиксируют тонкие прослойки сажи, золы, желтой глины; горизонт XV сложен желтовато-серым суглинком, перекрыт тонким сажистым прослоем; горизонт XIV – внизу лежат остатки разрушенной постройки, посредине – углистая прослойка, сверху насыпной слой; горизонт XIII – слой горелого органического вещества, перекрытый насыпным суглинком; горизонт XII включает обгоревшие строительные остатки, перекрытые тонкой золистой прослойкой и, выше – два нивелировочных прослоя из грунта с включением золы и углей; горизонт XI – мощный, верхняя часть рыхлая, нижняя – плотная; горизонт X – серые прослои (содержат гумус, сажу или дисперсный уголь).

–5.05...–5.18(5.25) м. Горизонт AU *срединной почвы*. Верхняя часть того же насыпного слоя, полностью переработанная почвообразованием и преобразованная в гумусовый горизонт почвы. Темно-серо-бурый суглинок, комковатый, слабо уплотнен, встречаются копролиты червей, имеются мелкие включения керамики, гравия (их количество и размеры увеличиваются с глубиной). В основании горизонта имеется тонкая прослойка гравия. Переход к нижележащему постепенный.

–5.18(5.25)...–5.40 м. Горизонт AB. Серо-бурый суглинок, вверху темный, постепенно светлеет книзу, комковатый (оструктурен слабее, педы крупнее, чем в горизонт AU), уплотнен. Включений артефактов больше, местами примесь фрагментов прокаленного грунта красного цвета. Переход постепенный.

–5.40...–5.70 м. Горизонт BCA. Насыпной (нивелировочный) слой. Серовато-палевый суглинок, слабо уплотнен, имеются обломки керамики и другие артефакты энеолита. До глубины –5.90...–5.80 м прослеживаются кротовины, заполненные темным материалом верхних горизонтов вышележащей почвы.

–5.70...–6.00 м. Жилой горизонт со следами пожаров, разрушений и останками людей в разрушенных постройках. Серый пылеватый суглинок.

–6.00...–6.90 м. Намывной слой (по Ю.А. Лаврушину) сложен серым рыхлым, пылеватым суглинком с включениями тонких прослоев золы, фрагментов измельченной обгоревшей деструкции, костей и керамики.

–6.90...–7.78 м. Видны следы двух последовательных нивелировок под постройку культуры Караново VI (А и Б, рис. 2) и более поздние хозяйственные сооружения – остатки пифосов (зернохранилищ), небольших обгоревших сооружений (кирпичи, очаги) и сооружения, перекрывшего пифосы. Светло-серо-бурый суглинок с зеленоватыми прослойками.

–7.78...–8.40 м. Остатки постройки (культура Марица), включают пол и завал конструкций. На полу накопились отложения 15–20 см прежде, чем на них упали стены постройки. Суглинок серовато-буроватый, уплотненный.

–8.40...–8.80 м. Коричневатый суглинок. Много артефактов. В верхней части прослой с линзами угля и золы.

–8.80...–9.20 м (бурение). Серо-бурый суглинок, неоднородный слабоуплотненный, встречаются угольки, обломки керамики.

–9.20...–10.00 м (бурение). Горизонты AU и ABCA *нижней палеопочвы*. Буровато-серый, верхние 30 см светлее, суглинок средний, уплотненный, комковатый. Книзу светлеет, появляются мелкие конкреции $CaCO_3$.

Использовали комплекс методов, применяемых с целью реконструкции палеосреды: морфолого-аналитический анализ профилей почв и признаков педогенеза, имеющихся в мощных

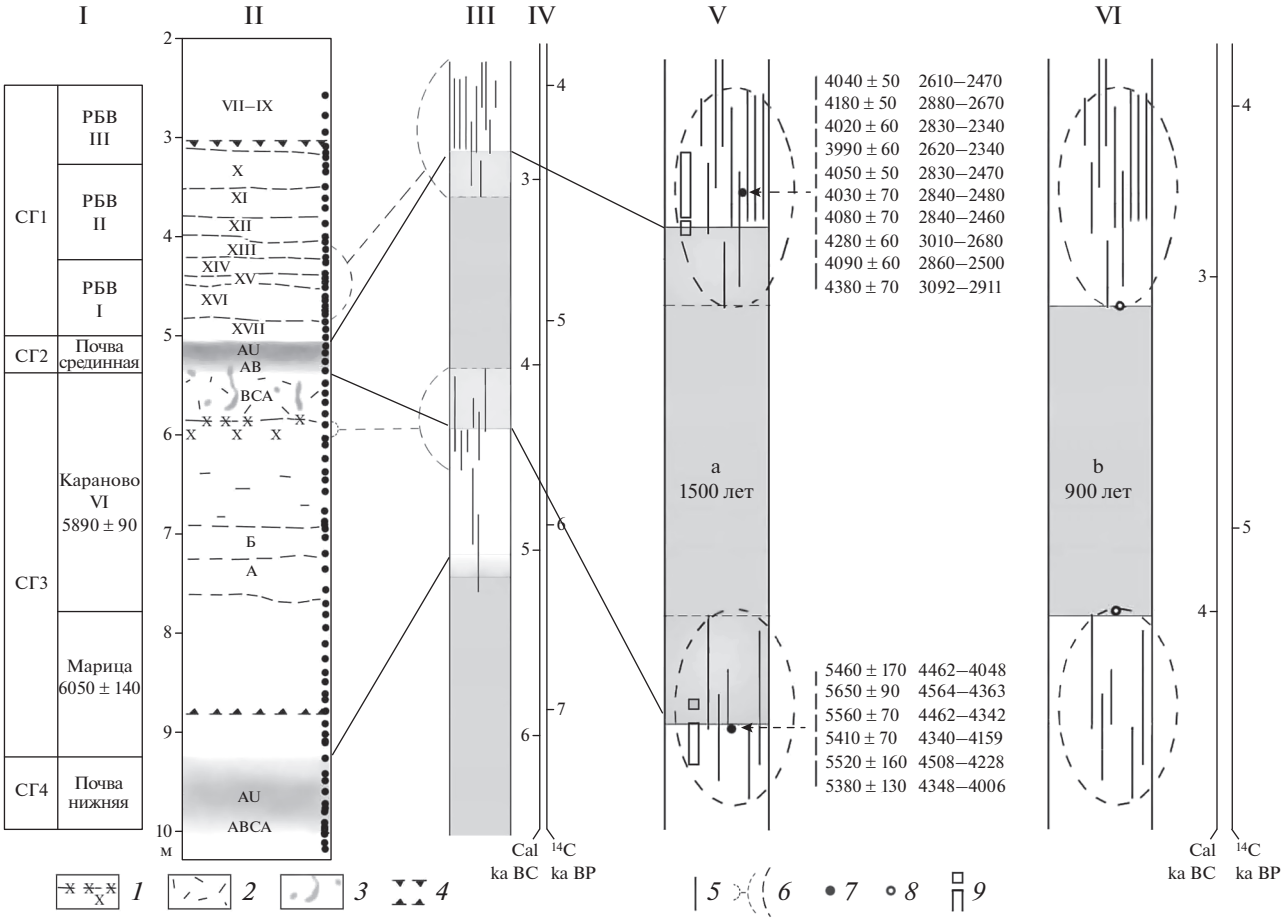


Рис. 2. Хронология телля: I – положение слоев энеолита (U3: Караново VI, Марица), раннего бронзового века (U1: РБВ) и почв (U1, 4) на шкале глубин; II – стратиграфическая колонка (черными кружками показана глубина отбора проб); III – положение на шкале времени периодов накопления культурных слоев и формирования почв, а также основных групп дат, характеризующих время формирования срединной почвы (обозначены пунктирной линией); IV – шкалы календарного (калиброванного) времени, тыс. лет до н.э. (Cal ka BC), и радиоуглеродного времени, тыс. л.н. (^{14}C ka BP); V – возраст срединной почвы, определенный путем вычисления среднего значения для групп ^{14}C дат (a); VI – то же, на основе традиционного анализа групп дат (b). *1* – слой гибели поселка энеолита; *2* – мешаный грунт, набросанный на слой с останками жителей поселка; *3* – кротовины, связанные со срединной почвой, образованной на мешаном грунте (530–580 см); *4* – верхняя и нижняя границы расчистки по колонке Д; *5* – интервалы калиброванных дат; *6* – положение групп дат на шкале глубин и на шкале времени; *7* – даты начала образования почвы и ее погребения, полученные на основе традиционного анализа групп ^{14}C дат (b); *8* – то же, путем определения среднего значения для групп дат (a); *9* – интервалы калиброванного возраста, полученные с помощью программы Combine.

КС, а также результаты палеоботанических определений [8, 17, 43].

Среди почвенных анализов, примененных при изучении телля, следует выделить определение содержания $C_{орг}$ по Тюрину, фосфора – на рентген-флуоресцентном анализаторе, $CaCO_3$ – по Козловскому, которые можно успешно использовать для реконструкции природных и антропогенных изменений среды [32, 33]. При этом содержание фосфора характеризует в основном интенсивность деятельности человека. Вариации содержания $CaCO_3$ по слоям телля определяются не только антропогенным фактором, но и активностью выщелачивания и осаждения новообразованных форм, зависящей от количества атмосферных осадков. Для реконструкции условий среды в периоды педогенеза, кроме морфологии почв, использовали данные по содержанию $CaCO_3$ и величине аккумуляции органического вещества.

Из всех горизонтов палеопочв и из ряда культурных слоев были взяты образцы ненарушенного сложения для изготовления почвенных шлифов, которые затем изучали с помощью поляризационного микроскопа Olimpus. Микроморфологические наблюдения в последние годы стали частым спутником археологических исследований, при этом акцент делается на диагностике древних антропогенных компонентов и процессов [39, 42]. Именно в таком ключе были выдержаны и преды-

дущие работы по микроморфологии культурных слоев теллей [47]. Мы также фиксировали состав и обилие антропогенных материалов, особенно, тех, которые могли оказать влияние на физико-химические характеристики (например, литогенных и техногенных карбонатных включений). Однако основное внимание уделяли микроморфологическим признакам педогенетических процессов, развивавшихся в культурных слоях тел-ля, с целью дополнить физико-химическую диагностику педогенеза независимыми и весьма чувствительными микроскопическими индикаторами. Наибольшее значение для нас имели признаки: 1) трансформации первичных карбонатов и осаждения новообразованных педогенных форм и 2) биологических процессов: формирования копрогенной структуры и гумусообразования; при их идентификации ориентировались на сводку [46].

По результатам анализа фрагментов древесного угля (антракология), отобранного из отложений телля, определены породы деревьев, древесина которых использовалась человеком [7]. Также привлекали данные спорово-пыльцевого метода [8] и результаты анализа фитолитов, которые характеризуют локальные особенности развития растительности [17].

Для определения возраста почв и отложений помимо археологического метода применяли радиоуглеродное датирование органического вещества почв и древесного угля. Калибровку дат проводили с помощью программы IntCal13 [45], также ^{14}C данные обрабатывали с помощью операции Combine в программе OxCal [41].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По данным почвенно-археологического исследования основного профиля телля, в первую очередь 7-метровой колонки Д, выделяются 4 основные стратиграфические горизонта (**СГ**), слагающие телль и обладающие определенными различиями в строении и генезисе:

СГ4. Нижняя почва (–9.20...–10.00 м) по сравнению со срединной, имеет более мощный профиль, слабо гумусирована, но сильно окарбоначена. Ниже гумусовых горизонтов AU+ABCA, мощностью 60–70 см, лежит карбонатный горизонт BCA, с карбонатными конкрециями крупнопесчаной размерности. Почва и все КС содержат литогенные и педогенные карбонаты.

СГ3. Отложения энеолита (–5.80...–9.20), перекрыты насыпным слоем 70–80 см, сильно переработанным почвообразованием. В основании КС на нижней почве лежит слой 60–70 см раннего энеолита (культуры Марица). Дата ^{14}C для дневной поверхности на глубине –8.55...–8.59 м по углю: 5202–4787 Cal BC (табл. 1). Выше лежит слой около 2.5 м культуры Караново VI (средний энеолит). Его верх включает материалы культуры Селкуца III близкого времени. Обнаружено несколько строительных горизонтов.

СГ2. Срединная почва (–5.05...–5.80 м). Профиль почвы ярко выделяется структурой и темным цветом на фоне светлоокрашенных напластований энеолита и РБВ. Почвенный профиль представлен системой гумусовых горизонтов AU–AB (рис. 2), в пределах которых темно-серо-бурая гумусовая прокраска постепенно светлеет книзу. Хорошо выражена зернисто-комковатая структура почвы, особенно в верхнем горизонте AU. К профилю этой почвы относится и горизонт BCA, сформированный в исходном мешаном материале нивелировочного слоя и содержащий вымытые из горизонтов AU–AB карбонаты, накопившиеся преимущественно в виде слабо выраженной карбонатной пропитки. Отмечается карбонатность всего профиля и отсутствие горизонта Bt, характерного для лесных почв региона. Местами в горизонте AB и под ним встречаются обычные для степных почв следы ходов грызунов-землероев округлой формы диаметром 5–10 см, заполненные темным материалом почвы.

СГ1. Отложения бронзового века. Светлоокрашенные, слоистые, внизу хорошо видны многочисленные ямы, прорезающие срединную почву и уходящие в нижележащий слой энеолита. Выделяются 16 строительных горизонтов, из которых в колонку Д попали горизонты с X по XVI/XVII. Обнаружено большое количество прослоек золы, белесого и пепелисто-серого цвета, линзы горелого зерна, глинистые прослойки – дневные поверхности, полы построек, хозяйственные ямы и зернохранилища. Под действием синседиментационного почвообразования и выветривания эти отложения были изменены; появились педогенные карбонаты, ходы корней и почвенной фауны, изменилась структура. Остатки древесины, иного грубого органического вещества были частично гумифицированы. Диагенез внес не меньший вклад в трансформацию слоев (разложение органических остатков и потеря гумуса на глубине, ощелачивание и др.).

Накопление КС проходило относительно быстро: слои бронзового века на глубине 2.5–5 м, согласно датам ^{14}C [9, 35], накопились за 350 лет (50–100 см/век); слои энеолита – примерно с той же скоростью, за 600 лет. При таких темпах седиментации характерные для почв процессы накопления гумуса и образования структуры отчетливо проявиться не успевают. Однако процессы вымывания и осаждения карбонатов идут быстрее, они представлены белесыми нитевидными образованиями по порам.

Важным моментом в истории телля является событие, имевшее место в самом конце энеоли-

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст образцов из культурного слоя телля

Горизонт	Глубина, м	Материал	Индекс	^{14}C возраст	Калиброванный возраст, лет до н.э., 1σ
РБВ, верхние горизонты					
III	1.45	Желуди	Bln-3656	3760 ± 50	2290–2260, 2210–2120, 2100–2040
IV	1.70	»	Bln-3657	3760 ± 50	2290–2260, 2210–2120, 2100–2040
V	2.90	»	Bln-3659	3700 ± 50	2200–2170, 2150–2020
V	3.20	»	Bln-3658	3780 ± 50	2290–2130, 2090–2060
РБВ, нижние горизонты					
XIII	3.65	Дерево	Bln 3672	4040 ± 50	2610–2470
	3.65	»	Bln 3672a	4040 ± 50	2610–2470
	3.65	Зерно	Bln 3671	4180 ± 50	2880–2670
	4.32	»	Bln 3674	4020 ± 60	2830–2820, 2640–2340
	4.32	»	Bln 3673	3990 ± 60	2620–2600, 2580–2420, 2370–2340
XV	4.64	»	Bln 3678	4050 ± 50	2830–2820, 2660–2650, 2630–2470
	4.64	»	Bln 3677	4080 ± 70	2840–2810, 2750–2480
	5.77–5.80*	»	Bln 3676	4030 ± 70	2840–2810, 2750–2730, 2680–2460
	5.77–5.80*	»	Bln 3675	4280 ± 60	3010–2850, 2810–2750, 2720–2680
XVI	5.00	Уголь	ИГАН-2795	4090 ± 60	2860–2500
XVI/XVII	5.00	»	ИГАН-2794	4380 ± 70	3092–2911
Энеолит, верхняя часть, слой разрушения поселка					
Караново VI	5.37–5.41	Уголь	ИГАН-2800	5460 ± 170	4462–4048
	5.30	Древесный тлен	ИГАН-2796	5650 ± 90	4564–4363
	5.52	»	ИГАН-2797	5560 ± 70	4462–4342
	5.45	»	ИГАН-2793	5410 ± 70	4340–4159
	6.71–6.86*	Кость	ИГАН-2943	5520 ± 160	4508–4228
	5.17	»	ИГАН-2944	5380 ± 130	4348–4006
Энеолит, средняя и нижняя части слоя					
Караново VI	7.08–7.40	Уголь	ИГАН-2801	5890 ± 190	4950–4529
Марица	8.00–8.40	»	ИГАН-2802	6050 ± 140	5202–4787

* В связи с наклонным залеганием горизонтов, глубина каждого из них по простиранию может существенно меняться

тического этапа заселения. Здесь ниже срединной почвы встречены следы разрушения поселка, так называемый “горизонт со скелетами”. Есть все основания считать, что найденные в этом слое останки принадлежат его обитателям, погибшим в результате внезапного нападения. Они найдены и внутри жилищ, и между ними, на дневной поверхности того времени. После данного события поселок на долгое время запустел [31]. В самом начале периода запустения слой разрушения был засыпан, вероятно, в санитарных целях, достаточно мощным слоем (более 0.5 м) грунта с полы телля с обильными включениями фрагментов керамики и костей животных. Верхняя часть этого слоя переработана педогенезом (срединная почва), а под его малоизмененной нижней частью (горизонт BCA) хорошо сохранились костные останки людей и угли от сгоревших построек из слоя разрушения поселка. Это тот редкий случай, когда с помощью ^{14}C дат удалось точно датировать время начала образования почвы, в данном случае – срединной.

Хронология

Хронология отложений телля основана на результатах ^{14}C датирования, которые корреспондировались с археологическими данными. Наибольшее количество дат относится к РБВ. Основная их часть получена в лаборатории Берлина (Bln) в 80–90-е годы [9, 35]. В пределах трехметровой толщи РБВ даты группируются для горизонтов XIII–XVII в интервале от 4280 ± 60 до 3990 ± ± 60 л.н. (Bln-3685, Bln-3673 соответственно (табл. 1)), а для горизонтов III–V – интервале от 3780 ± 50 до 3700 ± 50 л.н. (Bln-3658, Bln-3659). Близкие данные по РБВ затем были получены в лаборатории ИГ РАН [25].

Для определения возраста срединной почвы и, соответственно, длительности хиатуса (хронологического разрыва между энеолитом и РБВ), большое значение имеют группы дат, полученных из двух стратиграфических уровней узкого хронологического диапазона. На рис. 2 они оконтурены пунктирной линией. Нижняя группа дат, получена по энеолитическому слою разрушения,

длительность образования которого измеряется днями; верхняя – по ранним горизонтам РБВ, накопление которых также длилось недолго, не более 100 лет [9]. Однако в связи с разбросом дат внутри группы и длительностью интервала каждой из дат, общий интервал возраста обеих групп дат получается большим. Так, для верхней группы (горизонты XV–XVI РБВ) интервал дат составляет 640 лет (3100–2460 кал. лет до н.э.); для нижней (слой гибели поселка) – 560 лет (4006–4564 кал. лет до н.э.). Следуя традиционному подходу в интерпретации групп дат, принятому в археологии, для определения длительности хиатуса и формирования срединной почвы, используется верхняя точка нижнего интервала дат (3100 кал. лет до н.э.) и нижняя точка верхнего интервала 4000 лет кал. до н.э., а продолжительность хиатуса получается минимально возможной – 900 лет (рис. 2b). Но учитывая реальную кратковременность этих событий, их возраст следует оценивать не по крайним точкам интервалов дат, а по средним – 2800[1] и 4350 кал. лет до н.э. (рис. 2a). Та же дата начала хиатуса 4350 кал. лет до н.э. дана в [10]. В таком случае хиатус между энеолитом и РБВ и, соответственно, интервал формирования срединной почвы телля, увеличивается до 1500 лет[2]. Подобный способ оценки длительности хиатуса применен на телле Карановo, где обнаружена сходная срединная почва [22, 36]. Также нами использована программа Combine, позволяющая обрабатывать группы дат, полученных для кратких событий [41]. С ее помощью для слоя гибели поселка энеолита получена дата 4452–4322 кал. до н.э., для нижних слоев РБВ (XV–XVI) – 2874–2627 кал. до н.э.

Начало накопления слоя энеолита определяется менее точно – на основании всего лишь двух дат с глубины 7.2 и 8.2 м: 5890 ± 190 и 6050 ± 140 л.н. Они позволяют относить начало накопления слоя на глубине 9.2 м к 5150 кал. до н.э. Интервалы калиброванного возраста двух рассматриваемых дат достаточно широкие (табл. 1). Они соответствуют интервалам существования культур Марица и Карановo VI [27]. Не исключено, что в основании телля (8.8–9.2 м), под слоем с материалами культуры Марица залегают более древние слои. Таким образом, по имеющимся ^{14}C данным основание телля можно датировать временем 5000–5150 кал. лет до н.э.

Морфология и физико-химические свойства почв и КС

Для проведения палеореконструкций использовали два типа записи среды: 1) палеопочвенную, основанную на морфогенетическом анализе профиля двух почв и содержанию в них $C_{орг}$ и $CaCO_3$ и 2) почвенно-седиментационную, заключенную в слоях энеолита и РБВ, и полученную по данным химических анализов и палеоботаники.

Почвы телля. Современные почвы окружающие телль сильно изменены человеком. На поверхности низкой террасы расположено обширное поселение бронзового века с культурным слоем до 3 м. Склон террасы за пределами телля перекрыт делювием, содержащим артефакты также бронзового века. В связи с тем, что слабоизмененные фоновые почвы расположены на большом удалении от телля, отличаются по составу материнских пород, они не могут быть использованы в качестве фоновых. В целом они отличаются от нижней и срединной почв телля более глубокой выщелоченностью от карбонатов и мощностью гумусового профиля. Отличия срединной почвы по этим свойствам, вероятно, связаны с ее расположением на повышении рельефа в ксероморфных условиях.

Нижняя почва, погребенная на глубине 9.2–10.0 м, по сравнению со срединной характеризуется более светлой гумусовой прокраской и большей мощностью (гор. AU+AB 60–70 см). Почва сформировалась в нижней части склона недалеко от русла реки. Ее верхний горизонт 20–30 см, светлее, и несколько беднее по содержанию $C_{орг}$ (1%) по сравнению с нижележащим горизонтом (1.3%, рис. 3). Это можно связывать с влиянием аллювиальных или делювиальных процессов. Малое содержание $C_{орг}$ и высокая карбонатность свидетельствуют об аридных условиях педогенеза.

Срединная почва гумусирована значительно сильнее, чем нижняя. Содержание $C_{орг}$ постепенно уменьшается вниз по профилю. Карбонатный горизонт почвы (BCA) лежит под гумусовым, на глубине 40–80 см от ее поверхности. Лежащий ниже максимум содержания карбонатов уже относится не к почве, а к последней стадии накопления КС энеолита. Сохранность раковин моллюсков свидетельствует о засушливости климата и отсутствии периодов активного выщелачивания на всем протяжении развития почвы [7, 23].

Микроморфологические исследования палеопочв телля позволили уточнить диагностику педогенетических процессов на основании прямых микроскопических признаков. Гумусовый горизонт срединной погребенной почвы характеризуется хорошо развитой биогенной структурой и губчатым сложением признаками, типичными для “ортотипа” молликовых горизонтов лесостепных и степных почв достаточного увлажнения [46]. Отмечается сильная темная прокраска прогумусированных агрегатов горизонта AU, представляющих собой копролиты почвенной мезофауны, размер агрегатов 0.05–0.5 мм. Четкую зернистую структу-

[1] По [9], начало накопления слоя РБВ относится к 2870 г. кал. до н.э., тогда как по [28] – к 3100 г. кал. до н.э.

[2] Мнения авторов относительно длительности формирования срединной почвы разделились: по А.Л. Александровскому и С.Н. Седову – это 1500 лет, по В.И. Балабиной и Т.Н. Мишиной – 900 лет.

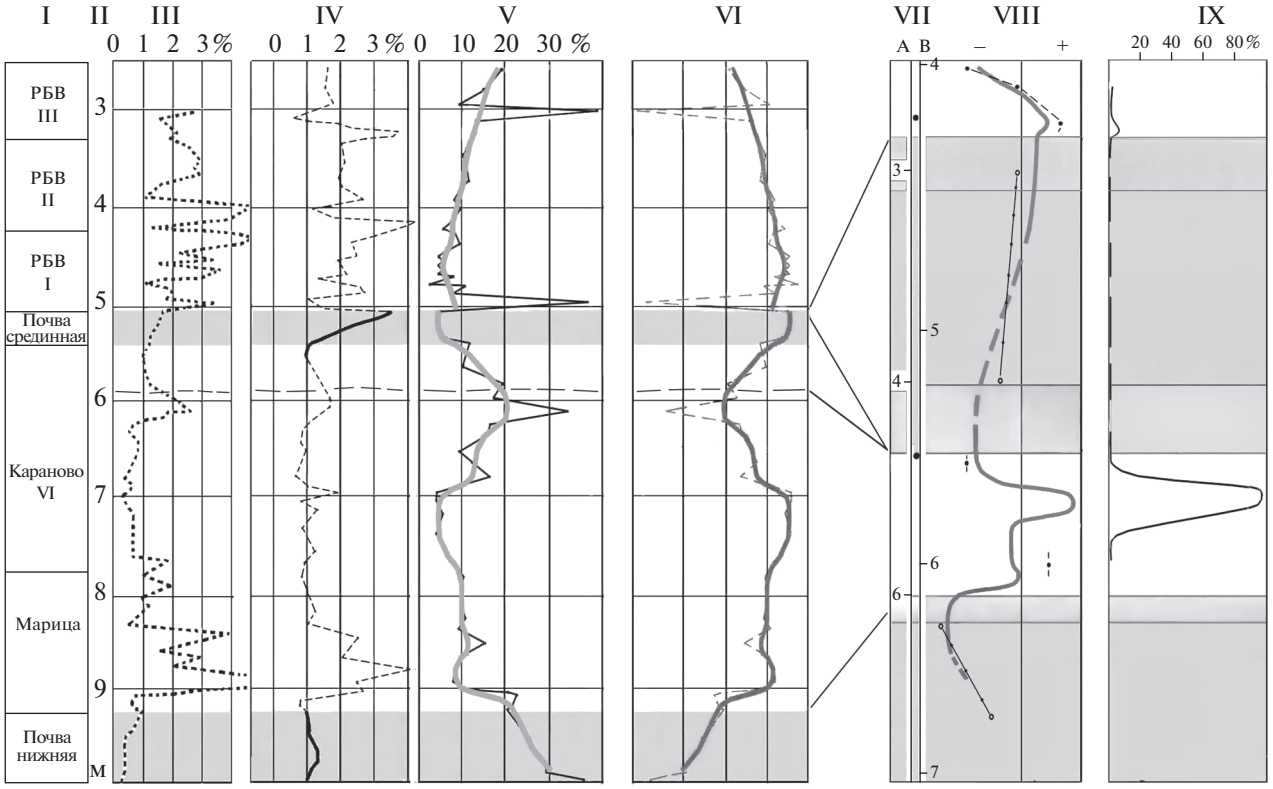


Рис. 3. Реконструкция палеосреды по данным комплексного исследования погребенных почв и культурных отложений телля Юнаците: I – горизонты КС; II – глубина, м; III – содержание фосфора, %; IV – содержание гумуса, %; V – содержание $CaCO_3$, %; VI – обращенная кривая содержания $CaCO_3$; VII – шкалы времени: А – календарного (калиброванного, лет до н.э.), В – радиоуглеродного (лет назад); VIII – изменения увлажненности климата в шкале времени, а также величина индекса аридности (отрезки для пяти изученных горизонтов) по [17]; IX – отношение содержания углей бука к углям дуба, % (показатель гумидности климата).

ру и развитое поровое пространство имеет нижележащий горизонт AB (рис. 4а). Это свидетельствует о проникновении процессов биогенного оструктуривания на большую глубину. Вместе с тем в этом шлифе при скрещенных николях видны карбонатные новообразования по краям пор, представленные небольшими рыхлыми скоплениями микрокристаллического кальцита – микрита, в виде светящихся точек (заметных благодаря высокому двупреломлению и высоким интерференционным окраскам этого минерала). Подобные новообразования характерны для иллювиальных карбонатных горизонтов и их сравнительно высокое залегание в профиле почвы указывает на весьма засушливый, характерный для степи, климат на последних стадиях ее формирования. Еще ниже, в карбонатном горизонте BCA, новообразованный микрокристаллический кальцит образует более толстые и компактные пленки (рис. 4б). В горизонте AB встречаются обломки раковин сухопутных моллюсков 2–3 мм и толщиной 0.05 мм, хорошей сохранности (рис. 4в), эти моллюски жили в период образования почвы. Во всех горизонтах палеопочвы встречаются агрегаты первичного кальцита: обломки известняка как микритового, так и крупнокристаллического. В верхнем горизонте AU замечены признаки травления и дезинтеграции первичных карбонатов на краях фрагментов (рис. 4г). Отмечается также отсутствие микроморфологических признаков иллювиирования глины, характерных для почв лесного генезиса. В профиле срединной почвы встречаются выветренные фрагменты кости, местами они нарушены трещинами и побурели (вероятно, из-за прокаливания) (рис. 4д, горизонт AU колонки А). Также имеются мелкие фрагменты керамики (около 1 мм). В их составе кроме глинистой прокаленной массы присутствуют включения минеральных зерен 0.1–0.2 мм, соответствующие по размерности фракции мелкого песка (вероятно, отощитель). Можно сделать вывод, что в этой палеопочве, формировавшейся на техногенном субстрате с многочисленными микроартефактами, интенсивно развивались процессы разрушения и выщелачивания первичных карбонатов в верхнем гумусовом горизонте и осаждения новообразованного кальцита в средней и нижней части профиля. Однако эти процессы не привели к полно-

му выносу карбонатов из гумусированной толщи, вероятно, по причине, как малой длительности педогенеза, так и аридизации на его последнем этапе.

Почва, погребенная под теллем характеризуется менее развитой биогенной микроструктурой и более компактным сложением, чем палеопочва внутри телля. При этом самый верхний горизонт AU (рис. 4е) слабее оструктурен и сильнее уплотнен, чем ABCA (рис. 4ж), что говорит о его деградации (возможно, антропогенной) перед погребением. Все горизонты данной палеопочвы содержат большое количество первичных карбонатов в крупной фракции в виде крупных обломков известняка, а также фрагментированных микритовых микроконкреций. Тонкодисперсный материал слабо прокрашен гумусом и насыщен микрокристаллическим кальцитом, особенно сильно в горизонте BCA представляя собой "карбонатную плазму" (рис. 4ж). Можно сделать вывод о значительно меньшей выщелоченности и более слабой проработке биологическими процессами данной палеопочвы по сравнению с более поздней, срединной.

На основании фитолитных исследований почв телля были определены вариации индекса аридности [17]. Они вычислялись по методу [48]. В почве, подстилающей телль, выявлены максимально аридные условия, что особенно характерно для первых этапов развития почвы (величина индекса аридности – 0.8). На последнем этапе ее развития аридность ослабевает (0.3). Значения индекса аридности по профилю срединной почвы также изменяются: в нижней части профиля значения данного индекса по Киселевой и др. [17] составляют 0.3, в верхней – 0.1–0.15. На основании этого авторы делают вывод о снижении аридности на последнем этапа формирования этой почвы Это соответствует почвенным данным, свидетельствующим об увеличении количества осадков в конце формирования палеопочвы. Современная почва признаков аридности также не имеет (0.15).

Отложения телля (КС). Рассматриваемая толща, с одной стороны, археологический объект со многими сохранившимися элементами построек, насыщенный артефактами. С другой стороны, это антропогенный седимент, содержащий отчетливо выраженные признаки его преобразования почвенными процессами, характерными для КС территорий с засушливым климатом [4]. Скорость накопления седимента (КС) достаточно высока и поэтому процессы, способные вызвать его глубокую трансформацию (накопление гумуса, оструктуривание) проявиться не успевают. Обнаруживаются следы "быстрых" процессов: образование почвенных карбонатов и их преимущественное накопление или потеря, поступление и миграция легкорастворимых солей, увеличение щелочности (ощелачивание), разрушение грубого органического вещества, уплотнение.

Результаты химических анализов, проведенных по 70 образцам из колонки Д, показали резкие колебания в содержании фосфора, гумуса и карбонатов (рис. 3-III, IV, V). Для фосфора эти колебания связаны исключительно с антропогенной деятельностью и в первую очередь отражают интенсивность поступления кости, других останков животных и продуктов их жизнедеятельности. Достаточно определенно по этим данным прослеживается переход от КС к нижней почве, лежащий на уровне 9.05–9.45 м (рис. 3. III). Причем фосфор проникает из КС в верхнюю часть погребенной почвы, что отмечалось нами ранее на других объектах [3].

Если в почвах содержание $C_{орг}$ четко отражает увлажненность климата и может быть использовано для реконструкций палеосреды, то в быстро нарастающем КС телля, в связи с низкой скоростью накопления педогенного $C_{орг}$, его содержание определяется интенсивностью антропогенного поступления растительных остатков и для подобных реконструкций непригодно. Содержание карбонатов в КС определяется и антропогенными и естественными причинами. Как и для фосфора, и $C_{орг}$, резко выделяющиеся пики в содержании $CaCO_3$ связаны с антропогенными процессами. Однако плавные вариации сглаженной кривой $CaCO_3$ (на рис. 3. V она дана серым цветом) отражают чередование периодов накопления и выщелачивания карбонатов.

Дополнительную информацию о причинах дифференциации КС по химическому составу дают микроморфологические наблюдения. Как и в шлифах из погребенных почв, обнаружили в КС многочисленные микрофрагменты первичных карбонатов, привнесенных со строительным материалом. Помимо фрагментов карбонатных горных пород, в некоторых шлифах наблюдали и техногенные кальцитовые образования – рыхлые агрегаты микрита с примесью углистых частиц, вероятно, являющиеся строительной известью (рис. 4з). Количество антропогенных карбонатных включений сильно варьирует, в ряде образцов их встречаемость минимальна, в то время как количество силикатных глинисто-песчаных включений – фрагментов обмазки, саманных кирпичей и керамики – возрастает (рис. 4и). Хорошо сохранившиеся обломки костей (рис. 4к) также распределены неравномерно. Эти наблюдения подтверждают предположение, что резкие скачки в содержании карбонатов и фосфора могут быть связаны именно с исходной неоднородностью состава культурного слоя. Обилие кальцитовых включений дает пики содержания карбонатов, в то время как значительная примесь антропогенных сили-

Рис. 4. Микроморфологические наблюдения в толще телля Юнаците. Палеопочвы: а – зернистая копрогенная микроструктура, губчатое сложение, горизонт AU2, срединная почва, без анализатора; б – пленки из микрокристаллического кальцита (микрита) на стенках поры, горизонт BCA, срединная почва, николи +; в – карбонатные частицы: обломок известняка (слева), раковина наземного моллюска (справа), горизонт AU2, срединная почва, николи +; г – признаки коррозии и фрагментации на краю фрагмента крупнокристаллического известняка, горизонт AU1, срединная почва, николи +; д – фрагмент обожженной кости, окруженный оструктуренным, губчатым почвенным материалом, горизонт AU1, срединная почва, без анализатора; е – сочетание компактной (слева) и пористой оструктуренной (справа) микрозон; вверху – аллохтонное концентрическое карбонатное стяжение, горизонт AU, нижняя почва, без анализатора; ж – зернистая и сглажено-угловатая микроструктура, рыхлое сложение, горизонт AB, нижняя почва, без анализатора; з – микрокристаллический кальцит (микрит) в тонкодисперсном материале основной массы, горизонт BCA, нижняя почва, николи +. Культурные слои: и – однородное скопление микрокристаллического кальцита (микрита) с включениями мелких углистых частиц, возможно, строительная известь, без анализатора; к – компактный фрагмент техногенного глинистого материала (слева вверху), без анализатора; л – слабовыветренный обломок кости, без анализатора; м – пора-камера с рыхлым заполнением из копрогенных зернистых агрегатов, без анализатора; н – крупный дезинтегрированный фрагмент микрокристаллического известняка (справа); в промежутки между микритовыми блоками проникает почвенный глинистый материал, без анализатора; о – то же, что н, николи +; заметен контраст между интерференционными окрасками микритовых блоков и глинистого заполнения между ними; п – заполнение из крупных зерен новообразованного кальцита (спарита) в поре, без анализатора; р – то же, что п, николи +; видна характерная перламутровая интерференционная окраска кальцита.

катных материалов “разбавляет” карбонатную составляющую и обеспечивает минимумы концентрации. С количеством костных включений связано варьирование в содержании фосфора.

Тем не менее, важно отметить, что во многих КС присутствуют явные микропризнаки педогенетических процессов. Микроморфологические исследования показали, что следы биогенного оструктуривания за счет проработки почвенной мезофауной не ограничиваются гумусовыми горизонтами палеопочв, но обнаруживаются и в некоторых горизонтах культурного слоя (рис. 4л). В этих же слоях обнаружили признаки фрагментации первичных карбонатов и проникновения в них тонкодисперсного железисто-глинистого материала (рис. 4м и 4н).

Помимо литогенных и техногенных карбонатов, наблюдали присутствие в некоторых КС новообразованного кальцита. В ряде слоев это были рыхлые микритовые скопления, подобные уже описанным в палеопочвах. В одном случае были обнаружены гораздо более крупные и компактные спаритовые заполнения пор (рис. 4о и 4п).

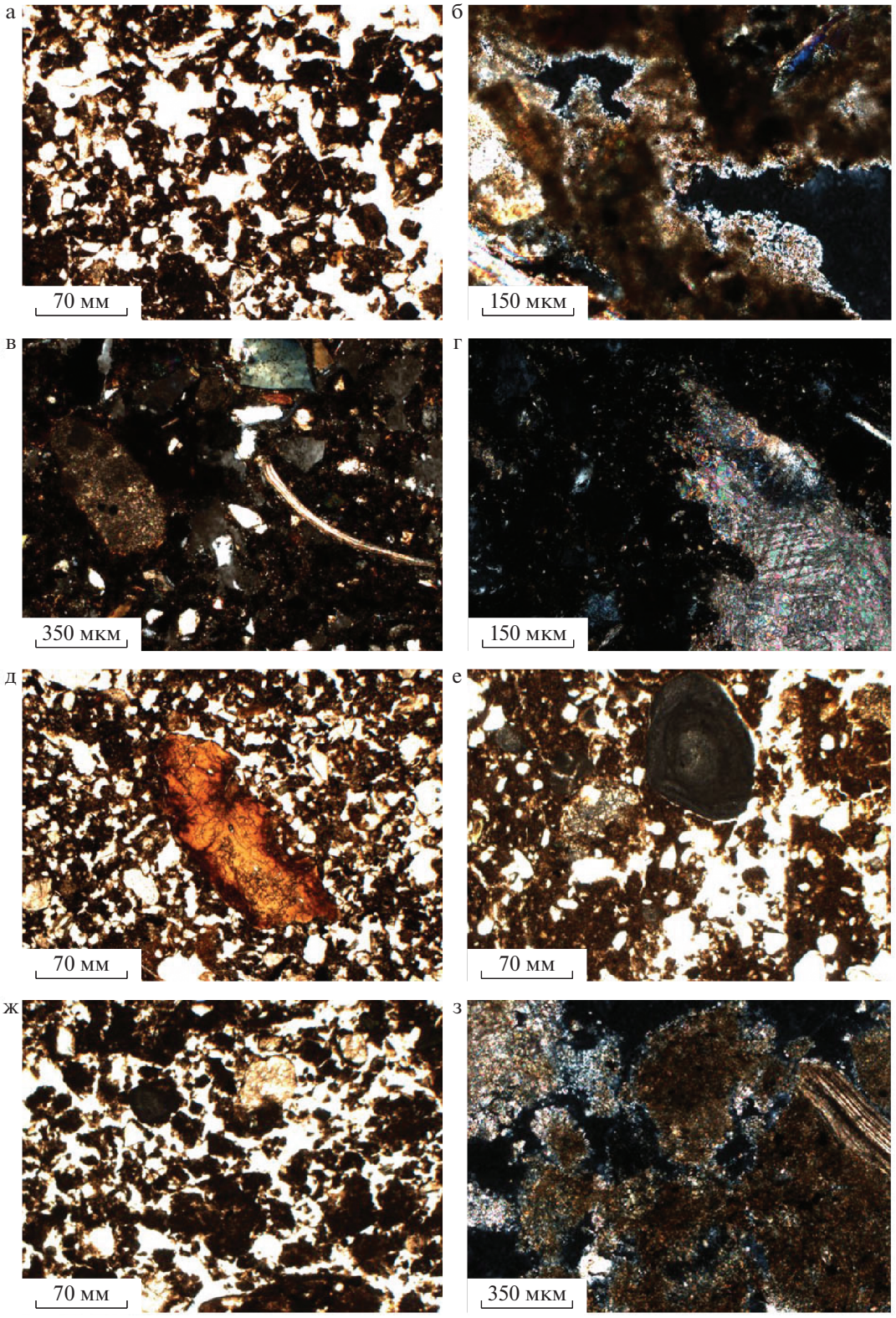
Таким образом, микроморфологические наблюдения фиксируют процессы педогенного перераспределения карбонатов в толще культурных слоев: растворения в одних и осаждения новообразованных форм в других. Именно этими процессами выше мы объясняли плавные изменения в профильном распределении содержания карбонатов. Однако мы не можем во всех случаях с полной уверенностью утверждать, что данные педогенные признаки образовались именно в толще телля, а не связаны с окружающими естественными почвами, из которых мог браться материал для строительства.

Ценную информацию об изменениях природной среды дали определения пород деревьев по угольками. Изучено 514 фрагментов древесного угля. Наибольший интерес представляет соотношение количество углей дуба и бука. Бук является влаголюбивой породой, дуб выдерживает более засушливые условия. Другие породы характеризуются менее выраженным отношением к условиям увлажнения в автономных ландшафтных позициях. По всей колонке доминирует дуб, но на глубине 7.2 и 4.9 м выделяются два пика в содержании бука (рис. 3. IX, 3. X). Нижний пик (4500 кал. лет до н.э.) выделяется очень четко, верхний (2800 кал. лет до н.э.) – слабо. Нижнему пику бука соответствует такой же ярко выраженный пик увлажнения по данным изучения пыльцы и почв [14, 18]. Так, по пыльцевым данным установлены периоды влажного и прохладного климата по образцам с глубины 8.45–8.0 и 5.0–4.0 м и аридного климата – с глубины 6.2–5.8 и 3.0–2.6 м [8]. Сходны и результаты определения индекса сухости [17], сделанные на основе фитолитных исследований (рис. 3.VIII).

Этапы формирования почв и отложений телля и изменения среды[3]

Хронология реконструируемых событий достаточно точно обоснована археологическими данными и большим количеством радиоуглеродных дат (табл. 1, рис. 2). При этом длительность хиатуса между накоплением отложений энеолита и РБВ и, соответственно, продолжительность формирования срединной почвы составляет около 1500 лет. До недавнего времени наличие длительного хиатуса между энеолитом и РБВ было установлено только для телля Юнаците [5, 8]. Затем подобный хиатус и сходная почва были обнаружены и для телля Карановo [22, 37]. Здесь даты начала хиатуса близки к полученным в Юнаците, средняя дата, та же – 4350 кал. до н.э. но его дли-

[3] Следует отметить, что почвы изучаемого региона, как и большинство почв степных и лесостепных регионов, в первую очередь характеризуют изменения увлажненности климата, и слабее – изменения температур.


а
70 мм
б
150 мкм
в
350 мкм
г
150 мкм
д
70 мм
е
70 мм
ж
70 мм
з
350 мкм

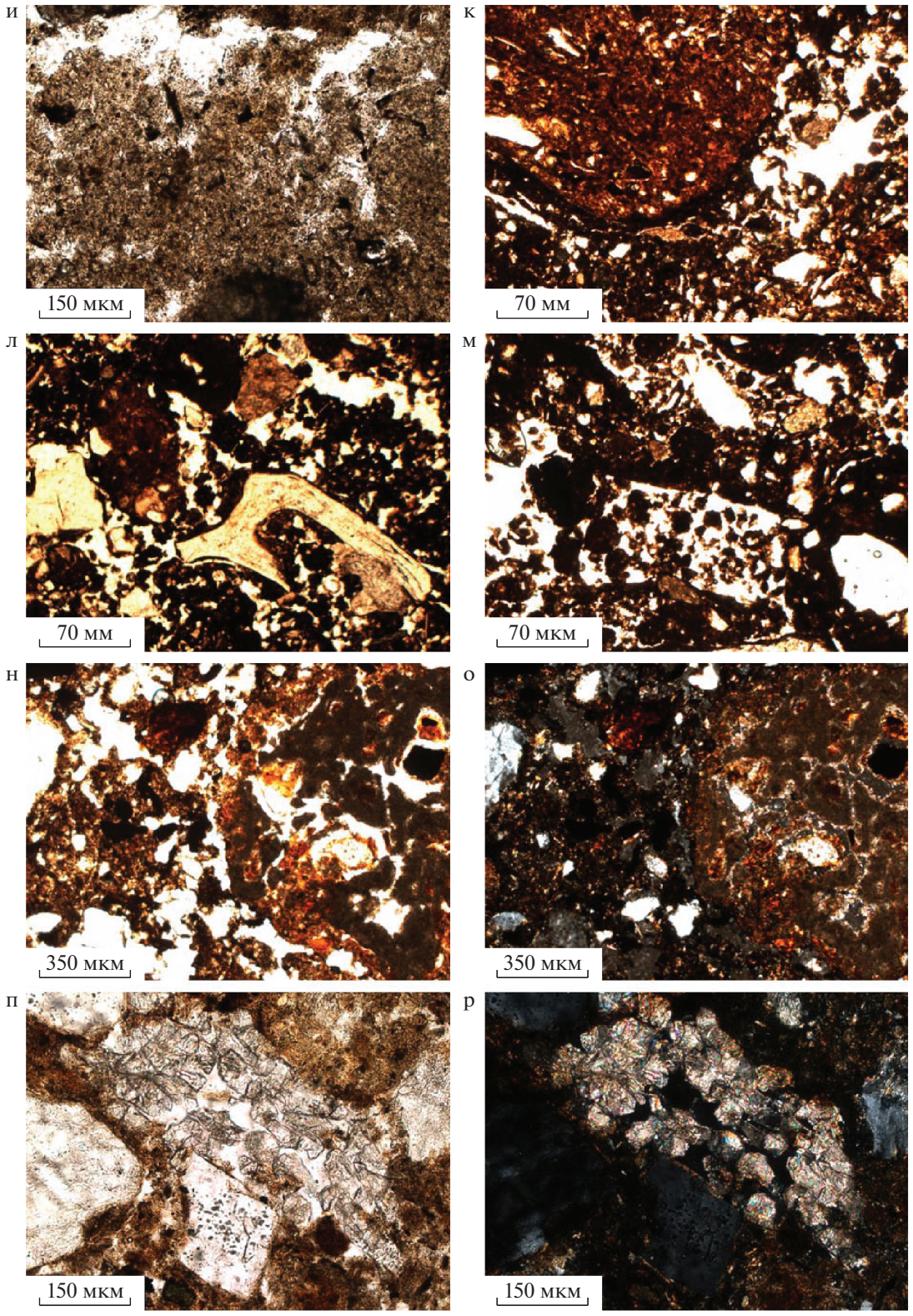


Рис. 4. Окончание

тельность меньше – 1040 лет. По данным датирования почвы телля, и нижняя, и срединная, хотя и маломощные, но характеризуют более продолжительные промежутки времени, чем КС телля (рис. 2).

Данные палеореконструкций, полученные по палеопочвам и КС телля, различаются. *Почвенные* данные базируются на результатах исследования большого комплекса морфологических и аналитических данных. Так как почвы телля формировались долго, в их морфологии и аналитических данных получили отражение не только процессы, быстро реагирующие на климатические воздействия (содержание карбонатов), но и более медленные (накопление $C_{орг}$). Так, выявлены признаки более влажных условий формирования срединной почвы: в ее гумусовом горизонте много $C_{орг}$ (3.4%), также он заметно выщелочен от карбонатов. В нижней почве, наоборот, $C_{орг}$ мало (1.2%), а карбонатов много. Вместе с тем данные, полученные по почвам, отражают историю среды усредненно за длительный период их формирования в условиях стабильной поверхности. Причем они характеризуют в первую очередь последние этапы формирования почв.

Почвенно-седиментационная запись среды, выявляемая в КС телля – более детальная во времени. Для реконструкции палеосреды возможно использование данных по изменению содержания почвенных карбонатов, как признака, успевающего в отличие от содержания $C_{орг}$ отреагировать на изменения климата. Однако для записи среды, представленной в КС, характерны существенные "шумы", связанные с антропогенной слоистостью. Для выявления тенденций, определяющихся природными факторами, согласно существующей практике, были построены сглаженные кривые. В итоге почвенно-седиментационная запись характеризует два периода: 5150–4350 и 2850–2500 лет до н.э. Для этих двух отрезков времени используемые методы позволяют выявлять биоклиматические события длительностью 100–200 лет. На более короткие изменения среды геосистемы полноценно реагировать не успевают – это характерное время подобной реакции.

На основании анализа данных по содержанию $CaCO_3$ и состава углей построена кривая изменения влажности климата (рис. 3. VIII). На ней четко выявляется пик повышенной влажности, соответствующий средней части энеолитического слоя Караново VI, с датой около 5890 ± 190 л.н. (4950–4529 кал. до н.э.). Продолжительность этого события невелика, она не может быть более 200 лет, так как весь слой энеолита накапливался 600–650 лет. В это время интенсивно выщелачивались карбонаты, а в составе лесов был широко представлен влаголюбивый бук. До этого, во время существования культуры Марица, и в самом начале – Караново VI, выделяется период, также не более 200 лет, с менее влажным климатом. Верхней и самой нижней части слоя энеолита соответствуют периоды иссушения, но нижний – краткий и быстро сменяется продолжительным периодом повышенной влажности.

Этим данным соответствуют результаты определения индекса аридности, полученные по материалам фитолитных исследований. Индекс определяется по соотношению разных экологических групп травянистых растений [48]. Так, фестукоиды характерны для злаков, произрастающих во влажных условиях; хлороиды – для злаков аридных зон [17]. Для времени накопления КС изменения среды представляются резкими и кратковременными, а для времени формирования палеопочв – относительно постепенными (рис. 3. VIII). Как и по результатам изучения почв, аридность климата во время формирования срединной почвы постепенно снижалась. Наоборот, во время формирования нижней почвы она увеличивалась. Данные анализа других педобиомаркеров сходны и дополняют палеопочвенные [8]. Так, палиноспектры из нижней части слоя энеолита (8.4–8.0 м), свидетельствуют как о влажности климата, так и снижении температур. Верху слоя энеолита, как и по почвенным данным, соответствует период иссушения. Началу накопления слоя РБВ отвечает период увлажнения климата (2800 кал. до н.э.). Он не такой ярко выраженный, как в энеолите, и постепенно сменяется периодом иссушения климата около 2500 кал. до н.э.

Сходные изменения педогенеза и условий среды выявляются и в других регионах Евразии. Так, нижнему пику распространения бука и выщелачивания карбонатов около 4500 кал. лет до н.э. соответствует такой же относительно недолгий, но большой по амплитуде пик увлажнения, представленный в палинологических и палеопочвенных материалах [14, 18]. Находят аналогии и признаки аридизации середины суббореала (2400–2500 кал. до н.э.), обнаруженные в верхней части колонки Д [13, 24, 49]. Причем длительность этого аридного периода была небольшой, не более 150 лет [30].

Таким образом, появление человека и начало накопления энеолитического слоя на телле Юнаците относится к периоду с климатическими условиями переходными от засушливых к нормальной увлажненности (5150–5000 кал. до н.э.). Затем, в период Караново VI климат стал влажным, но в последней трети интервала этого периода, он снова становится аридным. К этому периоду аридизации относится разрушение поселка и начало формирования почвы. Вновь появление человека на телле, уже в РБВ, произошло в условиях повышенной влажности климата, хотя и не такой высокой, как в период Караново VI.

Педогенез, и во время накопления КС телля, и во время формирования почв, проходил в экстремальных условиях среды. Так, климат первых этапов образования срединной почвы, и последних – нижней почвы, был аридным, с чем связано высокое содержание карбонатов, особенно в нижней почве. В условиях постоянного накопления отложений КС и угнетенного состояния биоты происходило снижение интенсивности почвообразования. Еще ярче выражены антропогенные воздействия: накопление в КС и, отчасти, в почвах, антропогенных карбонатов (золы и др.), органического вещества, фосфора (кости животных). Подобные условия экстремальности, климатической и антропогенной, влияли на проявления педогенеза, но степень их проявления не была максимальной, их можно отнести к параэкстремальным [12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагается метод реконструкции палеосреды голоцена на основе анализа отложений теллей. Большая мощность этих отложений и применение комплекса различных почвенных и палеоботанических методов позволяет проводить реконструкции с высоким разрешением во времени. Среди почвенных методов выделяется анализ содержания карбонатов, среди палеоботанических – анализы угольков (антракология), фитолитов и пыльцы.

При изучении многометровой колонки (7.5 м, 75 образцов) на стратифицированном археологическом профиле Юнаците, включающем 2 почвы и 2 культурных слоя, выявлена динамика изменения увлажненности климата. По данным ^{14}C датирования, а также археологии, установлен возраст почв телля: нижняя была погребена около 7 тыс. лет назад. Она формировалась несколько тысяч лет, вероятно, начиная с начала голоцена. Накопление слоев энеолита и РБВ разделяется хиатусом, в течение которого сформировалась срединная почва. Время ее образования по данным ^{14}C датирования: 4350–2850 кал. лет до н.э., длительность – 1500 лет.

Почвенно-седиментационная запись среды, заключенная в мощных слоях энеолита (3.5 м) и РБВ (2.5 м), формировавшихся 600 и 350 лет, соответственно, характеризуется высоким разрешением во времени, но осложнена “шумами”, связанными с антропогенной неоднородностью культурного слоя. Установлено, что по мере нарастания культурных отложений телля, в сухие периоды карбонаты относительно накапливаются, во влажные периоды их содержание убывает.

Почвенная запись позволила получить обоснованные реконструкции на основе палеопедологического анализа. Но в отличие от седиментационной эта запись получена по относительно маломощным профилям почв (срединной и нижней), поэтому она усредненная во времени и характеризует в основном последние этапы формирования почвенного профиля. Обнаруживается хорошая корреляция между данными определения химических свойств, микроморфологии, антракологии (определение пород деревьев по угольками), пыльцы и фитолитов. Применение этих методов показало, что нижняя почва формировалась в аридных условиях климата, срединная – в более влажных, близких к современным. Более детально изменения среды установлены для этапов накопления КС и наиболее яркими событиями этих изменений были: повышенная влажность около 4600–4500 и 3800 кал. до н.э., и аридизация около 5150(5000), 4400 и 2500 кал. до н.э.

По результатам изучения телля Юнаците для среднего голоцена выявляются периоды изменения климата продолжительностью 100–200 лет. Это характерное время разрешения седиментационной записи на подобных объектах с помощью методов палеопочвоведения и палеоботаники. Быстрее ландшафты лесостепи и особенно такие инерционные системы, как почвы, реагировать на изменения среды не успевают.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы признательны А.В. Куликову и В. Мацановой за помощь в проведении полевых исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Статья подготовлена при поддержке гранта РНФ 14-27-00133, палеоботанические анализы выполнены в рамках гранта РФФИ 19-04-01246, почвенные анализы – в рамках темы по Государственному заданию № 0148-2019-0006.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авилова Л.* Радиоуглеродные датировки и хронология перехода от энеолита к раннему бронзовому веку // Добруджа. Варна. 2004. № 21. С. 239–247.
2. *Александровский А.Л.* Естественнонаучные исследования отложений и почв теллей // Археология Казахстана в эпоху независимости: итоги, перспективы. Мат-лы междунар. науч. конф. Алматы, 2011. Т. III. С. 245–253.
3. *Александровский А.Л., Александровская Е.И.* Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
4. *Александровский А.Л., Александровская Е.И., Долгих А.В., Замотаев И.В., Курбатова А.Н.* Почвы и культурные слои древних городов юга европейской

России // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1201–1301. https://doi.org/10.7868/S0032180X15110027

5. *Александровский А., Балабина В., Мишина Т.* Материалы к истории палеоландшафта верхнего течения реки Марицы в среднем голоцене // Добруджа. Варна. 2004. № 21. С. 288–304.
6. *Александровский А.Л., Балабина В.И., Мишина Т.Н.* Телль Юнаците и палеоландшафты западной Фракии в среднем голоцене // II Городцовские чтения. М.: ГИМ, 2005. С. 87–95.
7. *Александровский А.Л., Балабина В.И., Мишина Т.Н., Седов С.Н.* Телль Юнаците и поселение рядом с ним: сравнительный педологический анализ в контексте археологической стратиграфии // Краткие сообщения Института археологии. 2011. Вып. 225. С. 189–206.
8. *Балабина В.И., Мацанова В., Мерперт Н.Я., Мишина Т.Н., Спиридонова Е.А.* Стратиграфия и палинология телля Плоская Могила во Фракии // Естественнонаучные методы в полевой археологии. 2000. Вып. 3. С. 17–24.
9. *Бояджиев Я.* Телль Юнаците – абсолютная хронология горизонтов эпохи ранней бронзы // Телль Юнаците. Эпоха бронзы. Т. II. Ч. 1. М.: Восточная литература, 2007. С. 217–221.
10. *Бояджиев Я.Д.* Телль Юнаците и проблема перехода от энеолита к эпохе бронзы на территории Болгарии // Древние культуры Юго-Восточной Европы и Западной Азии. М.: Ин-т археологии РАН, 2014. С. 203–211.
11. География на България. Физическа география. Природные условия и ресурсы. Т. 1. София: Изд-во Българската АН, 1982. 514 с.
12. *Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О.* География и генезис почв экстремальных условий // Почвоведение 2019. № 1. С. 5–19. https://doi.org/10.7868/S0032180X17040098
13. *Демкин В.А.* Палеопочвоведение и археология. Пущино, 1997. 213 с.
14. *Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А.* Палеопочвы и природная среда Северных Ергеней в эпохи энеолита и бронзы (IV–II тыс. до н.э.) // Почвоведение. 2003. № 6. С. 655–669.
15. *Иванов И.В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 144 с.
16. *Катинчаров Р., Мерперт Н.Я., Титов В.В., Мацанова В., Авилова Л.И.* Селищна могила при село Юнаците (Пазарджишко). София, 1995. Т. 1. 156 с.
17. *Киселева Н.К., Балабина В.И., Мишина Т.Н., Переладов А.М.* Особенности формирования фитолитного и диатомового спектров культурного слоя телля “Плоская могила” // Opus, 4. Москва, 2005. С. 114–145.
18. *Климанов В.А.* Климат Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1996. 46 с.
19. *Ковачева М., Бояджиев Я.* Археомагнитные исследования горизонтов эпохи бронзы на телле Юнаците // Телль Юнаците. Эпоха бронзы. Т. II. Ч. 1. М.: Восточная литература, 2007. С. 222–231.
20. *Мацанова В.* История на проучването на селищна могила Юнаците, Пазарджишко // Златното пето хилядолетие. Тракия и съседните райони през каменно-медната епоха. София, 2011. С. 9–23.
21. *Миков В.* Селищна могила при с. Юнаците (Пазарджишко) // Годишник на Пловдивската народна библиотека и музей, 1937–1939. Пловдив, 1940. С. 55–84.
22. *Николов В., Петрова В.* Проучвания на тел Карапово в контекста на проблема за продължителността на хиатуса между късния халколит и ранната бронзова епоха в Тракия // Археология. София, 2013. Кн. LIV. С. 7–24.
23. *Седов С.Н., Александровский А.Л., Бенц М., Балабина В.И., Мишина Т.Н., Шишков В.А., Сахин Ф., Озкая В.* Антропогенные отложения и почвы теллей Анатолии и Балкан: состав, генезис, связь с историей ландшафта и заселения // Почвоведение 2017. № 4. С. 387–400. https://doi.org/10.7868/S0032180X17040098
24. *Спиридонова Е.А.* Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.
25. Телль Юнаците. Эпоха бронзы. М.: Восточная литература, 2007. Т. II. Ч. 1. 247 с.
26. *Чендев Ю.Г.* Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. М.: ГЕОС, 2008. 212 с.
27. *Черных Е.Н., Орловская Л.Б.* Проблемы радиоуглеродной хронологии энеолитических культур Юго-Восточной Европы // Добруджа. Варна, 2004. № 21. С. 176–195.
28. *Чичагова О.А., Александровский А.Н., Балабина В.И., Мишина Т.Н., Зазовская Э.П.* Новая серия ^{14}C дат для Телля Юнаците // Телль Юнаците. Т. 2. Ч. 1. Москва, 2007. С. 232–238.
29. *Akkermans P., Schwartz G.* The Archaeology of Syria: From Complex Hunter-Gatherers to Early Urban Societies (c. 16, 000-300 BC). Cambridge University Press, 2004. 486 p.
30. *Alexandrovskiy A.L., van der Plicht J., Belinskiy A.B., Khokhlova O.S.* Chronology of soil evolution and climatic changes in the dry steppe zone of the Northern Caucasus, Russia, during the 3rd millennium BC // Radiocarbon. 2001. V. 43. P. 629–635.
31. *Balabina V., Mishina T.* Considering the Destruction of the Latest Eneolithic Village at Tell Yunatsite // Златното пето хилядолетие. Тракия и съседните райони през каменно-медната епоха. София, 2011. С. 39–48.
32. *Benz M., Deckers K., Rössner C., Alexandrovskiy A., Pustovoytov K., Scheeres M., Fecher M., Coşkun A., Riehl S., Alt K.W., Özkaya V.* Prelude to village life. Environmental data and building traditions of the Epipalaeolithic settlement at Körtik Tepe, Southeastern Turkey // Paléorient. 2015. V. 41. P. 9–30.
33. *Boyer P., Roberts N., Baird D.* Holocene Environment and Settlement on the Çarsamba Alluvial Fan, South-Central Turkey: Integrating Geoarchaeology and Archaeological Field Survey // Geoarchaeology. 2006. V. 21. P. 675–698.
34. *Füleky G., Vicze M.* Soil and archaeological evidence of the periods of tell development of Száshalombatta-Földvár // Second Int. Conf. on Soils and Archaeology (Pisa, 12–15 May, 2003). Pisa, 2003. P. 34–37.
35. *Görsdorf J., Bojadziev J.* Zur absoluten Chronologie der bulgarischen Urgeschichte // Eurasia Antiqua. 1996. V. 2. P. 105–173.

36. *Hiller S., Nikolov V.* Tell Karanovo 2000–2001: Vorläufiger Bericht. Salzburg: Paris Lodron Universität, 2002. P. 22–31.
37. *Hiller S., Nikolov V., Lang F.* Tell Karanovo 2002–2004: Vorläufiger Bericht. Salzburg: Paris Lodron Universität. 2005. P. 45–52.
38. *Limbray S.* Soil science and archaeology. London: Academic Press, 1975. 384 p.
39. *Macphail R.I., Goldberg P.* Applied Soils and Micromorphology in Archaeology. Cambridge University Press, 2017.
40. *Maghsoudi M., Simpson I., Kourampas N., Nashli H.F.* Archaeological sediments from settlement mounds of the Sagzabad Cluster, central Iran: Human-induced deposition on an arid alluvial plain // Quaternary Int. 2014. V. 324. P. 67–83. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.10.057
41. *Michczynski A., Pazdur A.* The method of Combining radiocarbon dates and other information in application to study the chronologies of archaeological sites // Geochronometria. 2003. V. 22. P. 41–46.
42. *Nicosia C., Stoops G.* (Eds.). Archaeological soil and sediment micromorphology. Wiley, Hoboken, 2017.
43. *Popova Tz.* Palaeoethnobotanical study of the Yunatsite bronze age settlement – Pazardzik area, South Bulgaria // Palaeovegitational Development in Europe. Proceedings of the Pan-European Palaeobotanical Conference. Vienna, 1991. P. 69–72.
44. *Popova Tz., Pavlova P.* Paleoethnobotanical study of the Yunatsite bronze age settlement, Pazardzik district // Годишник на Софийския университет "Св. Климент Охридски". 1994. Кн. 2. Ботаника. Т. 84. С. 71–101.
45. *Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Haflidason H. et al.* Turney CSM, van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP // Radiocarbon 2013. V. 55. P. 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
46. *Stoops G., Marcelino V., Mees F.* (Eds.). Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Amsterdam: Elsevier, 2010. 720 p.
47. *Stoops G., Nijs R.* Micromorphological characeristics of some tell materials from Mesopotamia // Pedologie. 1986. V. 36. P. 329–336.
48. *Twiss P.C.* A curmudgeon's view of grass Phytolithology. Phytolith: Applications in Earth Sciences and Human History // Proceedings of the Second International Phytolith Conference. Fix Tn Provence, 2001. P. 7–25.
49. *Weiss H., Courty M.-A., Wetterstrom W., Guichard F., Senior L., Meadow R., Curnow A.* The Genesis and Collapse of Third Millennium North Mesopotamian Civilization // Science. 1993. V. 261. P. 995–1004.
50. *Wilkinson T.J.* Archaeological Landscapes of the Near East. The Arizona Board of Regents. The University of Arizona Press, 2003. 260 p.

Soil-Sedimentation Record of the Natural Environment Evolution during the Holocene: Tell Yunatsite, Bulgaria

A. L. Alexandrovskiy[1, *], V. I. Balabina[2], T. N. Mishina[2], and S. N. Sedov[3, 4, 5]

[1]Institute of Geography Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia
[2]Institute of Archeology RAS, Moscow, 117036 Russia
[3]Institute of Geology, National Autonomous University of Mexico, Mexico City, 04510 Mexico
[4]Tyumen Industrial University, Tyumen, 625000 Russia
[5]Institute of the Earth Cryosphere, Tyumen SO RAS, Tyumen, 625026 Russia
**e-mail: alexandrovski@igras.ru*

A method of the Holocene paleoenvironment reconstruction based on the analysis of pedobiomarkers in tell deposits is suggested. On the Yunatsite tell such reconstruction was accomplished applying two types of environmental records: a) soil recording, documented in the profiles of two soils within the tell thickness: in its middle and lower parts; it reflects a change in the pedogenesis conditions averaged over relatively long periods of time; b) soil-sedimentological records in the cultural deposits of the Chalcolithic and the Early Bronze Age, 3.5 and 2.5 m thick, respectively. The lower soil, identified at the depth of 9.2–10.0 m, was buried about 5000 cal BC (the chronology is based on calibrated ^{14}C dates). The low humus and high carbonate content indicate arid climate conditions in the 6th Millennium BC. The middle soil at a depth of 5 m was formed, according to ^{14}C data, during approximately 1500 years (4350–2850 cal BC). According to chemical and micromorphological analyses, it has more SOM and is stronger leached of $CaCO_3$, as it was formed in more humid climate conditions. A detailed time record of $CaCO_3$ leaching processes was revealed in the sediments of the Chalcolithic and the Bronze Age that were accumulating for about 600 years in the 5th millennium BC and for about 350 years in the 3rd millennium BC. Due to the increase in climate humidity, the leaching process was intensified twice: about 4500 and 2800 cal BC. In the same two periods, especially in the former, the proportion of residues of hydrophilic beech increases significantly, and the proportion of oak residues decreases. Similar data were obtained by the analysis of phytoliths and pollen.

Keywords: paleosols, palaeobotany, paleoenvironment in the Holocene, the Balkans, Chalcolithic, chernozems

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 19–30

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

РАЗРАБОТКА ПОДХОДОВ К ВВЕДЕНИЮ АНТРОПОГЕННО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОЧВ В СОДЕРЖАНИЕ ПОЧВЕННОЙ КАРТЫ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ)

© 2020 г. М. И. Герасимова[a, b, *], Т. В. Ананко[b], Н. В. Савицкая[b]

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

[b]Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 117043 Россия

**e-mail: maria.i.gerasimova@gmail.com*

Поступила в редакцию 23.04.2019 г.
После доработки 04.06.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

В работе по обновлению содержания Почвенной карты РСФСР 1988 г. выбор Московской области в качестве модельной территории при разработке методологии перевода легенды в формат классификации почв России объясняется относительной простотой состава ее природного почвенного покрова при разнообразии и распространенности антропогенно-измененных почв, требующих отражения на карте. Корректировка базы данных карты в отношении преобладающих по площади природных дерново-подзолистых почв была незначительной и ограничилась дополнениями на уровне признаков. Дерново-подзолистые почвы пашен были переведены в агродерново-подзолистые на ровных поверхностях и в агроземы текстурно-дифференцированные на склонах возвышенностей с сохранением большей части исходных подтиповых признаков. Почвы других видов землепользования – дачных и коттеджных поселков, деревень, поселков городского типа диагностируются как проградированные или турбированные агроземы, а сильноокультуренные почвы как темногумусовые стратоземы; городские почвы отнесены к урбостратоземам, экраноземам и разным урбопочвам. На примере дешифрирования почвенного покрова одного модельного полигона, находящегося в относительно урбанизированной части области, выделены комбинации почв, характерные для распространенных в области типов землепользования. Введение всех антропогенно-измененных компонентов почвенного покрова в базу данных ограничено мелким масштабом карты, но типы комбинаций почв на урбанизированных территориях позволили бы дать адекватное представление об их почвенном покрове.

Ключевые слова: почвенный покров, классификация почв России, дерново-подзолистые почвы, почвы разных видов землепользования, агропочвы, агроземы, урбостратоземы

DOI: 10.31857/S0032180X20010086

ВВЕДЕНИЕ

Обновление содержания Почвенной карты РСФСР масштаба 1 : 2.5 млн, изданной под редакцией В.М. Фридланда в 1988 г. [22] (**ПКРФ**), проводится в Почвенном институте с 2016 г. Целесообразность изменений диктуется особым значением карты, как наиболее подробной почвенной карты на всю территорию России, накоплением информации о почвах за прошедшие почти полвека и появлением новой классификации почв России [11, 12, 21]. В 1990-е годы карта была оцифрована [8]; атрибутивная база данных (**БД**), включающая 25712 полигонов, содержит следующую информацию: названия почв или почвенных комплексов, выделенных в контуре, и 1–2 почвообразующие породы. Оцифрованная версия карты с БД является основой данной работы.

На первых этапах создания цифровой карты основное внимание уделяется корректировке ее содержания в идеологии классификации почв России (**КПР**) и созданию новой легенды. Эта работа близка к завершению, и новый вариант раздела легенды ПКРФ “Почвы” в данный момент содержит 265 единиц вместо прежних 205 (пока без антропогенных почв). Процедура обновления представляет собой попытку использовать возможности новой классификации почв России для более полного и адекватного отражения состава и состояния почвенного покрова [1]. Одновременно информация о почвенном покрове полезна для корректировки классификации [7]. В процес-

се работы над содержанием карты обнаруживались свойства почв, которые в вариантах классификации 2004/2008 были недостаточно учтены, и могут быть введены в планируемую следующую версию [6]. Контурная часть тоже требует изменений по многим причинам, как картографическим, так и почвенно-генетическим, однако этот вопрос пока не обсуждается.

Почвенная карта РСФСР характеризует естественный почвенный покров, то есть почвы природных ландшафтов, и не содержит сведений об антропогенно-измененных почвах, как и большинство мелкомасштабных и обзорных карт. Исключениями являются почвенная карта в Национальном атласе России [18], где большие массивы пахотных земель представлены различными агропочвами, а также карта антропогенно-измененных почв в Атласе ландшафтов Словакии [35]. В программу обновления карты входит введение в ее содержание почв, в той или иной степени трансформированных деятельностью человека. В первую очередь к ним относятся почвы пашен, которым в КПР уделено много внимания [11, 12, 14]. Предложения по диагностике городских почв предлагается включить в КПР [26, 27]. Тем не менее, введение антропогенно-измененных почв требует разработки соответствующих подходов. К сожалению, подобный опыт практически отсутствует, и создание реальной картины почвенного покрова представляет собой сложную и многоплановую задачу [13]. Она включает выбор объектов (антропогенно-измененных и антропогенных почв), их классификационные определения, нахождение им места в БД.

Настоящее исследование посвящено одному из аспектов обновления ПКРФ – введению антропогенно-измененных почв в содержание карты, а также использованию информации о почвах разных видов землепользования для адекватного и более полного отражения почвенного покрова на примере ключевого участка. Обновление содержания карты включает его корректировку в отношении природных почв путем введения новой информации в БД, дополнение БД по антропогенным почвам, создание на этой основе обучающих программ и составление новой карты методами цифровой почвенной картографии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Ключевой участок “Московская область” выбран в качестве одной из моделей при разработке многоэтапной системы работы над картой по двум главным причинам: значительное однообразие почвенного покрова (большие ареалы дерново-подзолистых почв), интенсивное и многообразное антропогенное воздействие на природу почти всей территории (пашня, города и поселки, дачные участки, карьеры, осушенные торфяники). Кроме того, Московская область хорошо изучена. В частности, почвам области посвящены две монографии, имеется комплексный атлас, среднемасштабные карты растительности, почвенные и ландшафтная, а также большое количество статей и диссертаций о свойствах дерново-подзолистых почв, природных и антропогенных.

В почвенном покрове Московской области доминируют дерново-подзолистые суглинистые почвы на ледниковых формах рельефа – Москворецко-Окской вторичной моренной равнине и двух невысоких возвышенностях: Смоленско-Московской и Клинско-Дмитровской, с абсолютными высотами, достигающими 300 м. Небольшие площади заняты низкими (120–150 м) зандровыми равнинами Мещеры и Верхней Волги. Южная часть области – южнее широтного отрезка р. Оки, находится в пределах Среднерусской возвышенности с эрозионным рельефом, и ее почвенный покров существенно иной: серые почвы и черноземы. Почвообразующие породы – пылеватые покровные суглинки мощностью от 0.5 до 2–3 м, залегающие на московской (редко – днепровской) морене; на Среднерусской возвышенности суглинки содержат карбонаты на глубине около 2 м и подстилаются плотными породами. В песках зандровых равнин часто встречаются суглинистые прослои, что в сочетании с плоским рельефом объясняет распространение глееватых и глеевых подзолов. Иллювиально-железистые подзолы приурочены к узким полосам боровых террас Оки и Клязьмы. Почвы верховых, низинных и переходных болот занимают ограниченные площади на севере и бóльшие – на востоке области [2, 17, 23, 24] (рис. 1, табл. 1).

Преобладание дерново-подзолистых почв отражается следующими соотношениями: на карте области – фрагменте ПКРФ – из 122 полигонов на дерново-подзолистые приходится 61, из 23 почвенных единиц легенды – 7. Схематические карты в монографии о почвах Московской области [24: рис. 2.1 и 2.2] подтверждают эту закономерность. Среди дерново-подзолистых почв наиболее широко распространены виды: дерново-неглубоко- и мелкоподзолистые.

В отличие от однообразия почвенного покрова антропогенные воздействия, существенно и устойчиво трансформирующие почвы, разнообразны из-за особого положения области и ее истории; кроме того, антропогенно-измененные почвы занимают большие площади. Оценки степени распаханности почв области проводились разными исследователями в разные годы, полученные результаты, несмотря на известные различия, свидетельствуют о сохранении лесов примерно на 1/3 площади области. В конце прошлого века леса занимали около 40% площади, но в последние 20 лет эта цифра неуклонно сокраща-

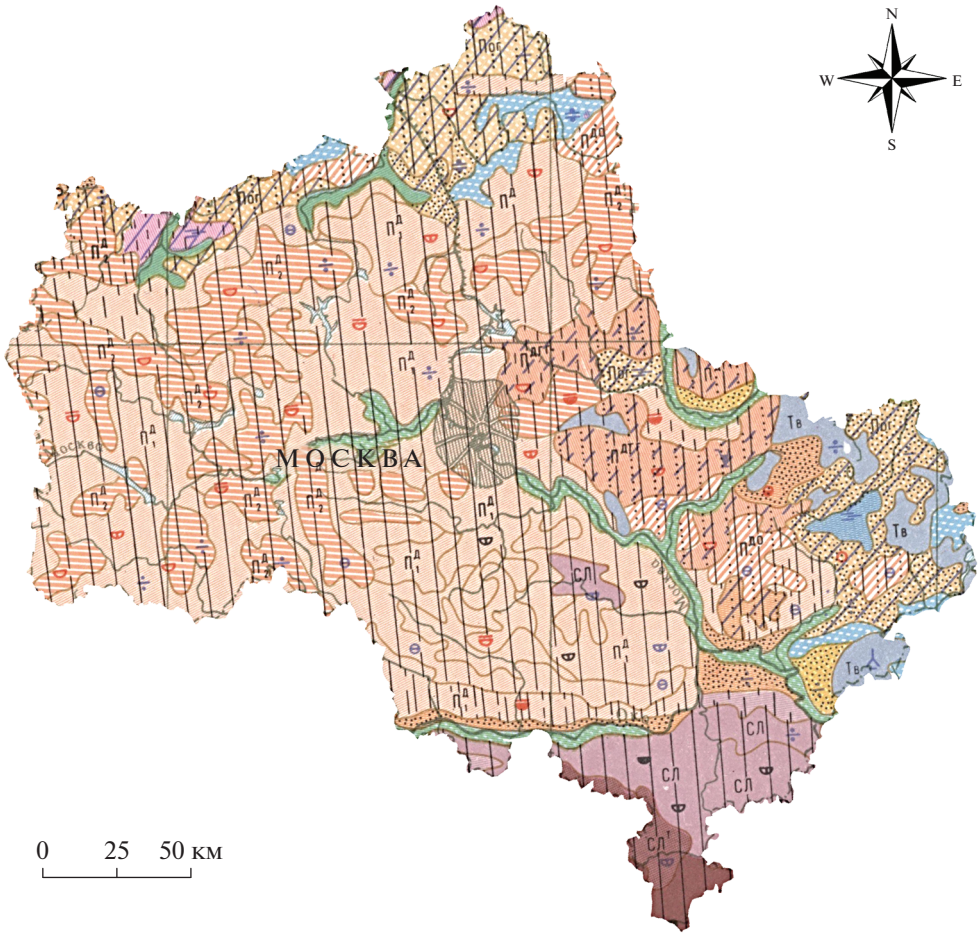


Рис. 1. Почвы Московской области. Фрагмент почвенной карты РСФСР масштаба 1 : 2.5 млн. Легенда карты см. табл. 1.

ется [17, 20]. Экспертная оценка доли лесных почв и почв открытой поверхности по полигонам БД, сделанная по космическому снимку Google Earth, отражена на рис. 2. Категория “открытая поверхность”, или безлесные территории, включает пашни, залежи, луга, дачные поселки, деревни, города. Оказалось, что леса значительно преобладают (>80%) только в 15 полигонах, сосредоточенных преимущественно на востоке области. На большей ее части доминируют полигоны, в которых открытые поверхности занимают >50%, в остальных они чередуются с лесами в разных соотношениях (50–20%). Подсчеты площадей экраноземов (почв и грунтов под дорожными покрытиями) в населенных пунктах Московской области, проведенные И.Ю. Савиным по космическим снимкам Landsat за 1986–2011 гг., показали, что доля их составляет не меньше 10% [28]. Следовательно, большую часть открытой поверхности, то есть незалесенной, включающей, прежде всего, пашни и луга, занимают другие почвы, создающие специфический почвенный покров территорий, урбанизированных в той или иной степени.

Обновление представлений о почвенном покрове происходило в двух направлениях: (1) корректировка номенклатуры природных почв в формате КПР, определение классификационного положения пахотных и городских почв и (2) внесение этой информации в БД Московской области. Данные по процентному содержанию пахотных почв в каждом полигоне БД, в том числе осушенных и орошаемых, а также доля площади полигона, занимаемая городами, предоставлены И.Ю. Савиным.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Природные почвы

Заметим, что точнее считать почвы условно природными, поскольку на территории области постоянно происходила смена видов землепользования, а леса испытывали постоянные антропогенные воздействия [15, 17, 20]. Рассмотрение состава почвенного покрова каждого из 122 полигонов в БД показало отсутствие противоречий

Таблица 1. Названия природных и агрогенных почв Московской области в исходной и обновленной легендах Почвенной карты России

Почвы на карте 1988 г.		Почвы в обновленной легенде	
названия почв в легенде	индекс	природные почвы	агропочвы и агроземы
Дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые	$П_1^д$	Дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые	Агроземы текстурно-дифференцированные и агродерново-подзолистые
Дерново-подзолистые преимущественно неглубокоподзолистые	$П_2^д$	Дерново-подзолистые преимущественно неглубокоподзолистые	Агродерново-подзолистые
Дерново-подзолистые со вторым осветленным горизонтом	$П^{до}$	Дерново-подзолистые контактно-осветленные	Агродерново-подзолистые контактно-осветленные
Дерново-подзолистые поверхностно-глееватые преимущественно глубоко- и сверхглубокоподзолистые	$П_3^{дпг}$	Дерново-подзолистые поверхностно-глееватые, в том числе грубогумусированные, преимущественно глубокоподзолистые	Агродерново-подзолистые, преимущественно глубокоподзолистые
Дерново-подзолистые глубокоглееватые (в том числе поверхностно-глееватые) преимущественно глубокоподзолистые	$П_3^{дгг}$	Дерново-подзолистые глубокоглееватые (в том числе грубогумусированные) преимущественно глубокоподзолистые	Агродерново-подзолистые глубокоглееватые преимущественно глубокоподзолистые
Дерново-палево-подзолистые и подзолисто-буроземные	$П^{дп}$	Дерново-палево-подзолистые	
Дерново-подзолисто-глеевые	$Пг^д$	Дерново-подзолисто-глеевые, в том числе конкреционные	Агродерново-подзолистые окисленно-глеевые
Торфяно- и торфянисто-подзолисто-глеевые	$Пг^т$	Торфяно- и торфянисто-подзолисто-глеевые, преимущественно потечно-гумусовые и конкреционные	Агроподзолистые торфяно-минеральные окисленно-глеевые
Дерново-подзолистые иллювиально-железистые	$П^{дж}$	Дерново-подзолы иллювиально-железистые, в том числе грубогумусированные	Агроземы альфегумусовые
Подзолы иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые	$По^{иг}$	Подзолы иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые	Агроземы альфегумусовые
Подзолы со вторым осветленным горизонтом (контактно-глееватые)	$По^о$	Подзолы контактно-осветленные	Агроземы альфегумусовые контактно-осветленные
Подзолы глеевые торфянистые и торфяные, преимущественно иллювиально-гумусовые	Пог	Торфяно-подзолы глеевые преимущественно иллювиально-гумусовые	Агроземы альфегумусовые торфяно-минеральные окисленно-глеевые
Светло-серые лесные	$СЛ^с$	Дерново-подзолистые, преимущественно неглубокоподзолистые	Агродерново-подзолистые
Серые лесные	СЛ	Серые	Агросерые
Темно-серые лесные	$СЛ^т$	Темно-серые	Агротемносерые
Серые лесные глееватые и глеевые	СЛг	Серые глееватые	Агросерые глееватые
Черноземы оподзоленные	$Ч^{оп}$	Черноземы глинисто-иллювиальные оподзоленные	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные оподзоленные
Лугово-черноземные	Чл	Черноземы глинисто-иллювиальные оподзоленные глееватые	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные оподзоленные глееватые
Торфяные низинные	Тн	Торфяные эутрофные	Торфоземы
Торфяные верховые	Тв	Торфяные олиготрофные	Торфоземы?
Торфяные переходные	Тп	Торфяные мезотрофные	Торфоземы
Пойменные кислые	А	Аллювиальные гумусовые, в том числе глееватые	Агрогумусовые аллювиальные, в том числе глееватые

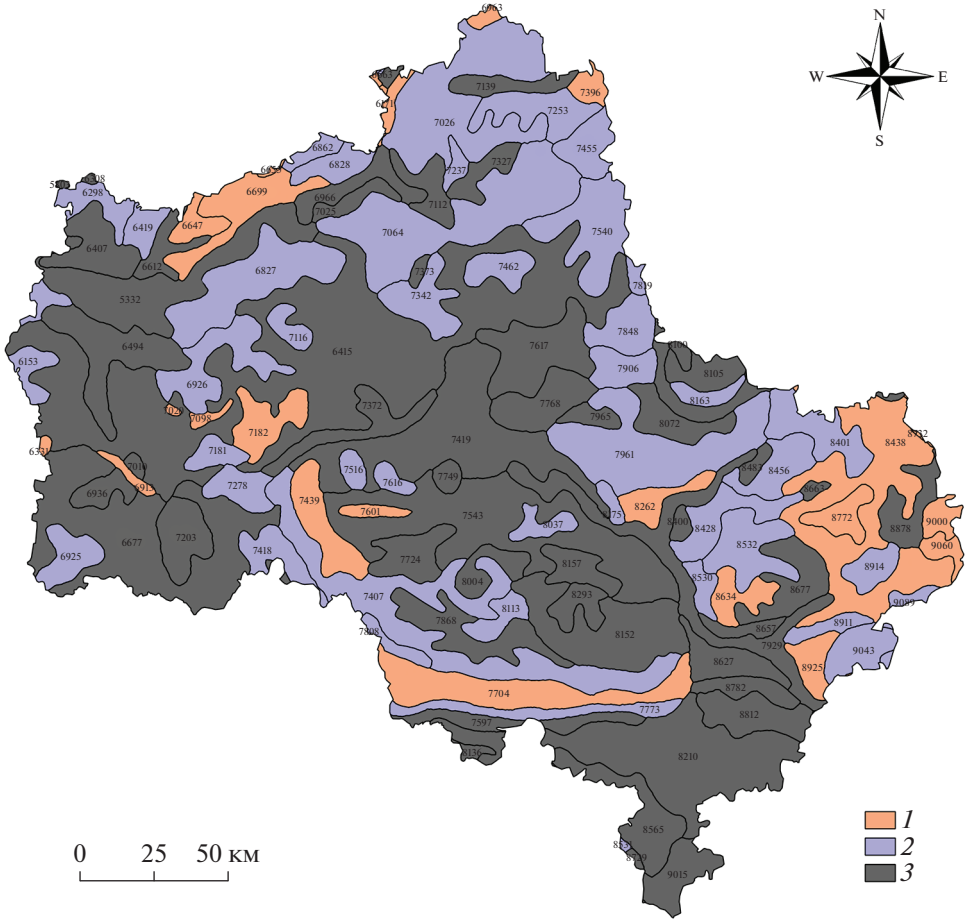


Рис. 2. Категории земель по степени освоенности по подсчетам на космическом снимке Google Earth. Доля открытой поверхности (пашни, луга, поселки, города и пр.): *1* – <20; *2* – 20–50; *3* – >50%. Цифры на карте – номера полигонов.

между почвами, почвообразующими породами и интерпретацией почв в формате КПР.

В отношении дерново-подзолистых почв Московской области процесс обновления не вызвал затруднений, они сохранили свое типовое и даже видовое название, иногда дополнялись подтиповыми признаками. К последним относится введение признака *грубогумусированные* для почв с серогумусовыми горизонтами, в которых отмечаются признаки заторможенности разложения растительных остатков, то есть элементы грубого гумуса; *к торфяно- и торфянисто-подзолисто-глеевым* почвам добавлено два подтиповых признака – *конкреционные и потечно-гумусовые*; к дерново-подзолисто-глеевым почвам – признак *конкреционные,* а в их полигоны в качестве сопутствующих почв введены *перегнойно-подзолисто-глеевые*. В состав некоторых полигонов в качестве 3 или 4-й почвы были добавлены дерново-подзолистые почвы *со вторыми гумусовыми горизонтами*. Они упоминаются в публикациях [5, 19] и дешифрируются по палеокриогенному микрорельефу. Единица легенды ПКРФ – *дерново-палево-подзолистые и подзолисто-буроземные почвы* разделена на две единицы по географической локализации, первые встречаются в европейской России, вторые – на Дальнем Востоке. Для почв южной части области обновление списка природных почв касалось только их названий, соответствующих номенклатуре КПР: черноземы оподзоленные переведены в *черноземы глинисто-иллювиальные оподзоленные*, а лугово-черноземные почвы – в *черноземы глинисто-иллювиальные оподзоленные глееватые*; светло-серые лесные переведены в дерново-подзолистые преимущественно неглубокоподзолистые. Таким образом, в обновленной легенде карты Московской области изменений названий и генетической интерпретации природных почв мало, и они незначительны в отличие от почв, подверженных антропогенным воздействиям.

Антропогенно-модифицированные почвы

При обращении к антропогенно-модифицированным почвам обычно возникает две проблемы: их идентификация и определение в терминах классификации почв России. Классификация является в целом достаточной для дифференциро-

ванного представления почв пашен и отражения их особенностей на таксономических уровнях отделов, типов и подтипов. Первым успешным опытом ее использования можно считать монографию Почвенного института 2002 г. [24], основанную на самой первой версии КПР [12], и работа по обновлению содержания карты отчасти является его продолжением на основе следующих версий классификации [9, 17]. Если для собственно пахотных почв имеется значительная определенность в отношении диагностики, таксономического положения и номенклатуры, то эти вопросы для других антропогенно-измененных почв еще не имеют законченных классификационных решений, хотя в публикациях содержится немало предложений [3, 4, 16, 27, 30, 31, 38].

Агрогенные почвы – почвы, связанные с разными видами земледелия.

Пахотные почвы. В соответствии с правилами классификации почв России, то есть строением почвенного профиля, в пределах Московской области были выделены агрогенные типы почв (агропочвы) в трех отделах: текстурно-дифференцированных, аккумулятивно-гумусовых и аллювиальных почв. Они включают следующие типы агро-почв: *агроторфяно-подзолисто-глеевые, агродерново-подзолисто-глеевые, агродерново-подзолистые, агросерые, агротемно-серые, агрочерноземы глинисто-иллювиальные* и *аллювиальные агрогумусовые* [11, 21]. Как следует из этого перечня, исходные названия во многих случаях не менялись в пахотном варианте минеральных почв, к ним лишь добавлялся элемент “агро”, свидетельствующий о присутствии в профиле пахотного горизонта и еще одного диагностического горизонта, сохранившегося между пахотным и срединным. Для черноземов таким горизонтом является темногумусовый, для серых почв – горизонт AEL и/или BEL, для дерново-подзолистых – горизонт BEL, реже EL. При отсутствии какого-либо из этих горизонтов (вовлеченных в пахотный слой и/или смытых), то есть при непосредственном подстилании агрогоризонта срединным, почвы диагностируются как агроземы, разделяемые на типы по характеру срединного горизонта. Так, пахотные эродированные черноземы глинисто-иллювиальные оподзоленные соответствуют в КПР *агроземам темным глинисто-иллювиальным оподзоленным*, дерново-подзолистые и серые почвы – *агроземам текстурно-дифференцированным*, иллювиально-железистые подзолы – *агроземам альфегумусовым*. В отделе торфоземов агро-почвами являются типы *торфоземов* и *торфоземов глеевых* [21].

Основное внимание при рассмотрении агрогенных почв области было уделено агродерново-подзолистым. Судя по схематической карте в монографии 2002 г., их ареалы занимают больше половины территории области и больше, чем ареалы природных дерново-подзолистых почв [24]. По данным И.Ю. Савина, пахотные дерново-подзолистые почвы преобладают только в двух полигонах, в остальных они либо занимают 10–15% площади (59 полигонов), либо отсутствуют.

Напомним, что в результате распашки вместо диагностических горизонтов природных почв AY, EL, иногда и части субэлювиального горизонта BEL, появляется новый агрогумусовый горизонт (P)[1], являющийся основанием перевода почв в тип агродерново-подзолистых. Разделение природных дерново-подзолистых почв на 3 вида по глубине залегания нижней границы элювиального горизонта не может полностью сохраняться в пахотных почвах, поскольку этот критерий соотносится по-разному с глубиной вспашки [33]. Вид *глубокоподзолистых* почв (граница EL в пределах 30–45 см) сохраняется, кроме случаев, когда эти почвы используются под пропашные культуры, плодовые сады, или если они подвергались глубокому мелиоративному рыхлению, в результате чего положение горизонтов оказывается нарушенным, видовое название теряет смысл, и почвы переводятся в *агродерново-подзолистые*. У видов мелко- и частично неглубокоподзолистых природных почв горизонт EL оказывается включенным в пахотный при обычной в полевых севооборотах глубине вспашки (20–22 см), и деление агропочв на виды невозможно. Кроме того, среди распахиваемых дерново-подзолистых почв могут сформироваться не только агро-почвы, но и агроземы в условиях относительно расчлененного рельефа и интенсивной эрозии. Учитывая глубину вспашки, как минимум, под полевые культуры, не говоря о пропашных, к агро-почвам отнесены почвы на ровных или пониженных участках, а к агроземам – почвы на склонах (при уклонах больше 5°), например, на холмах Клинско-Дмитровской гряды. Еще одним фактором разграничения агроземов и агро-почв является двучленность почвообразующей породы, влияющая на диагностику почв: агроземы текстурно-дифференцированные не могут встречаться на “обратных двучленах”, на них они диагностируются как *агросерогумусовые* почвы отдела органо-аккумулятивных, а на обычных двучленах с маломощным верхним слоем образуются *агроземы*.

В северном и восточном районах Московской области на снимках отмечены пашни на подзолах. Малые мощности торфяно-подстилочного горизонта (серогумусового в дерново-подзолах) и подзолистого являются причиной невозможности формирования из них при распашке агропочв: пахотный горизонт непосредственно сме-

[1] В версии КПР 1997 г. и, соответственно, в монографии 2002 г. агрогоризонт таежных почв назывался агросветлогумусовым PY, позднее ему было дано более универсальное определение и индекс P.

няется горизонтом BFH, и почвы диагностируются как *агроземы альфегумусовые*. В монографиях [23, 24] подзолы не упоминаются среди пахотных почв, но в нашем случае в ряде полигонов с подзолами дешифрируется пашня.

Агродерново-подзолистые почвы (частично агроземы текстурно-дифференцированные), как и природные почвы, представлены несколькими подтипами. Подтип *контактно-осветленных* на двучленных породах может сохраняться в агрогенных почвах при условии мощности верхнего более легкого слоя больше 30–40 см; но она не всегда известна и сильно варьирует. Подтип дерново-подзолистых глубокоглееватых (в том числе и поверхностно-глееватых [22]), преимущественно глубокоподзолистых почв сохраняется только как *агродерново-подзолистые глубокоглееватые преимущественно глубокоподзолистые*, поскольку пахотный горизонт оказывается в окислительных условиях большую часть вегетационного периода, и признак "поверхностно-глееватый" из названия подтипа исключается. Не совсем ясным остается вопрос об агрогенном варианте торфяно- и торфянисто-подзолисто-глеевых почв легенды ПКРФ. По своим свойствам они не относятся к пахотнопригодным почвам, но по имеющимся космическим материалам, эти почвы частично распаханы, вероятно, те, которые были осушены.

Пространственные данные об угодьях включают также сведения об осушенных почвах. Прежде всего, это торфяные почвы и торфяники, используемые в земледелии, и они переводятся в торфоземы; более детальное их разделение до уровня типа (вероятно, типичных и глеевых), тем более вида, ограничено отсутствием на ПКРФ информации. Тем не менее, среди них возможно выделение *пирогенного* подтипа, предусмотренного в классификации, и являющегося результатом негативных последствий осушения [9]. В случаях с минеральными почвами возникает больше сложностей, поскольку не всегда бывает ясно, какие именно исходные почвы осушались. Если объектами осушения были почвы с глеевыми горизонтами (торфянисто-подзолисто-глеевые, дерново-подзолисто-глеевые, аллювиальные глеевые, дерново-глеевые), то к названию типа добавляется признак "окисленно-глеевые", а торфяный горизонт осушенных почв диагностируется как агроторфяно-минеральный (PTR). В итоге, в БД вводится сложный подтип: агроторфяно-подзолистый окисленно-глеевый. Если осушительные системы были обнаружены на снимках в полигонах только с неглеевыми или глееватыми почвами, то в состав почвенного покрова полигона добавлялись соответствующие глеевые почвы.

Дальнейшая разработка вопросов, связанных с классификационным разделением почв пашен, может идти в отношении залежей, распространившихся в области в последние десятилетия; на них формируются реградированные подтипы соответствующих почв [2, 15, 33].

Почвы других видов земледельческого использования. Кроме собственно агрогенных почв традиционного земледелия и городских почв, в Московской области распространены почвы, связанные с земледелием, но отличающиеся от агропочв пашни строением профиля. К ним относятся почвы дачных и приусадебных участков в деревнях и коттеджных поселках, плодовых садов, сохранившихся старинных усадеб, питомников, сортоучастков; большая часть их образована из дерново-подзолистых почв. В условиях благоприятных режимов использования (регулярное внесение органических удобрений, противоэрозионные меры, известкование, рыхление) формируются проградированные почвы, либо почвы со стратифицированным темногумусовым горизонтом, если вносился еще компост, навоз или землистый гумусированный материал, называемый плодородным слоем. Такие почвы описаны в монографии как *агростратоземы темногумусовые на погребенной дерново-подзолистой* почве с растущим вверх профилем за счет внесения больших доз навоза и иногда материала плодородного слоя [24, с. 89–96]. Они отличаются повышенной мощностью гумусированной толщи (>40 см), состоящей из собственно агрогоризонта PU и гумусово-стратифицированного горизонта RU; в ее верхней части содержится 4–5% гумуса, горизонты имеют темную окраску, комковатую структуру, в них много крупных дождевых червей, а также разнородных артефактов, свидетельствующих о внесении в почву относительно плодородного субстрата в разное время. Характерны для огородов и земель с высокой культурой земледелия.

Менее окультуренные почвы без гумусово-стратифицированного горизонта RU диагностируются как *проградированные агродерново-подзолистые*, они распространены шире, чем агростратоземы, но выделить их ареалы вряд ли возможно. В несколько иных условиях формируются почвы под плодовыми садами, диагностируемые как *агроземы текстурно-дифференцированные турбированные (проградированные)*. Примером таких почв могут служить почвы 50-летнего яблоневого сада рядом с УНС Сатино Географического факультета МГУ в Калужской области [10]. Они перекапываются на глубину более полуметра при заложении сада, но не сплошь, а по линиям посадок; если проводится рыхление, то всего на 5–10 см, иногда вносится навоз и компосты. В старых садах профиль становится относительно однородным, исходные горизонты или их фрагменты различаются с трудом, они содержат артефакты и включения морфонов горизонта BT, медленно ассимилируемых почвенной массой; характерна повышенная биоген-

ность, в первую очередь обилие копролитов. По сравнению с соседними пахотными аналогами, имеют меньшую плотность сложения, нейтральную или слабокислую реакцию. Содержание гумуса невысокое, равномерно распределенное в полуметровой толще. В международной (WRB) [36] и французской [37] классификациях имеется особая единица для садовых почв со свойствами, близкими к вышеописанным, соответственно, Hortic Anthrosol и Anthroposol hortique.

Городские почвы. Для адекватного отражения почвенного покрова очевидна необходимость включения в содержание карт информации о почвах урбанизированных территорий. Их почвенный покров мозаичен и фрагментарен, размеры отдельных ареалов могут измеряться даже первыми квадратными метрами, и они чередуются с ТПО – техногенными поверхностными образованиями [3, 30, 31, 38]. К самым распространенным почвам относятся урбостратоземы в комбинациях с экраноземами – любыми почвами или грунтами под асфальтом, бетоном, булыжными мостовыми [25, 30, 31].[2] К урбостратоземам относятся городские почвы с диагностическим горизонтом "урбик" мощностью больше 40 см, залегающим на природной или техногенной породе, либо на остатках профиля любой почвы. Образование горизонта урбик связано с городской средой и с постоянным поступлением на поверхность различного твердофазного материала, следовательно, ростом вверх. Если мощность горизонта урбик меньше 40 см, и он залегает на профиле природной почвы или на его остатках, то почвы диагностируются как урбостратифицированные (урбопочвы) [17, 25, 30, 31]. Урбо-почвами могут быть почвы парков – урбодерново-подзолистые, урбоаллювиальные, урбосерые, либо бывшие агрогенные почвы: урбоагродерново-подзолистые, урбоагроземы текстурно-дифференцированные [4, 16, 32, 38].

Таким образом, почвы, функционирующие в агро-экосистемах с интенсивными технологиями, могут классифицироваться как проградированные агродерново-подзолистые и агроземы альфегумусовые; почвы огородов – агростратоземы темногумусовые, фруктовых садов – агроземы текстурно-дифференцированные турбированные. Однако введение таких почв в содержание ПКРФ может быть избыточным из-за масштаба карты, несмотря на то, что они создают реальную сложную картину почвенного покрова интенсивно и давно освоенных территорий. Изложенные выше классификационные построения для агрогенных и городских почв способны отражать эту сложность. Примеры объективного (обновленного) содержания полигонов в БД Московской области приведены в табл. 2.

С целью проверки и уточнения подходов к картографированию антропогенно-измененных почв был выбран модельный участок в центрально-восточной части Московской области с мозаикой урбо- и агроландшафтов (№ 7961 в БД). Состав его почвенного покрова был уточнен на основании исходной информации в БД и поправок о соотношении трех видов землепользования по данным И.Ю. Савина. Так, пашня составляет 10%, из них 20% осушено, города – 3% от площади участка.

Дешифрирование космического снимка Google Earth, проведенное авторами с количественной оценкой объектов, показало, что площади, занимаемые открытой поверхностью и лесами, на модельном участке примерно равны. На долю пашни приходится 30% его площади, но 27% ее заброшены и превращены в залежи, 7% занимают городские почвы и остальные 14% приходятся на почвы сельских поселений и малых городов (табл. 3). При выделении этих объектов учитывалась их площадь, плотность застройки, доля зеленых насаждений, соотношение пашен и залежей, дачных поселков, деревень и небольших городов. Для каждого из них экспертным путем был определен состав почвенного покрова и предложены формулы в виде рядов убывания. Таким способом осуществляется попытка совмещения классификационной и пространственной информации.

На *распаханных территориях* преобладают реградированные агродерново-подзолистые почвы, собственно агродерново-подзолистые и их проградированные подтипы занимают не более 10% площади пашен. К реградированным относятся почвы залежей, в которых сохраняются остаточные признаки агро-почв и проявляются начальные признаки современного почвообразования; к проградированным – почвы с улучшенными для растений свойствами.

Для *дачных и коттеджных поселков*, *деревень*, характерны проградированные агро-почвы поскольку вносятся удобрения, верхние 10–20 см регулярно перемешиваются при выращивании овощей, ягод и цветов. Под старыми садами формируются агроземы текстурно-дифференцированные турбированные (упоминавшиеся выше Hortisols) или агроземы, если исходные почвы не относились к текстурно-дифференцированным. В *деревнях* агростратоземы темногумусовые встречаются на фоне агродерново-подзолистых обычных и проградированных почв. Почвы с признаками городского почвообразования и экраноземы занимают крайне ограниченные пространства.

Поселкам городского типа и малым городам свойственно ограниченное участие в составе поч-

[2] Выделение экраноземов как любых почв, закрытых асфальтом, бетоном, старыми булыжными мостовыми вызывает сомнения в представлениях об экраноземах как почвах. В данной статье авторы принимают этот термин, следуя работам М.Н. Строгановой, Т.В. Прокофьевой и Международной классификации WRB.

Таблица 2. Примеры состава ПП полигонов в исходной БД Почвенной карты РСФСР и в обновленной БД (курсив) с учетом площади пашни и городов

Почвы в порядке их распространенности на полигоне (№ полигона на ПКРФ)				Площади, %		
$Soil_0$	$Soil_1$	$Soil_2$	$Soil_3$	5	6	7
Подзолы глеевые торфянистые и торфяные/*Торфяно-подзолы глеевые* (7112)	Нет/*Нет*	Нет/*Агроземы альфегумусовые торфяно-минеральные окисленно-глеевые*	Нет/*Нет*	35	0	60
Дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые/*Дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые* (7139)	Торфяные низинные/*Торфяные эутрофные*	Нет/*Агродерново-подзолистые*	Нет/*Торфоземы*	10	0	20
Дерново-подзолистые преимущественно неглубокоподзолистые/*Экраноземы и урбостратоземы* (7419)	Нет/*Дерново-подзолистые преимущественно неглубокоподзолистые*	Нет/ *Нет*	Нет/*Агродерново-подзолистые*	10	50	0
Дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые/*Дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые* (7868)	Нет/*Нет*	Нет/*Агродерново-подзолистые*	Нет/*Агроземы текстурно-дифференцированные*	15	0	0
Дерново-подзолистые со вторым осветленным горизонтом/*Дерново-подзолистые контактно-осветленные* (8532)	Дерново-подзолисто-глеевые/*Дерново-подзолисто-глеевые*	Нет/*Агродерново-подзолистые контактно-осветленные*	Нет/*Урбодерново-подзолистые и урбостратоземы*	15	5	0
Дерново-подзолистые глубокоглееватые преимущественно глубокоподзолистые/*Дерново-подзолистые глубокоглееватые преимущественно глубокоподзолистые* (7961 модельный)	Дерново-подзолистые мелко- и неглубокоподзолистые/*Дерново-подзолистые мелко- и неглубокоподзолистые*	Дерново-глеевые и перегнойно-глеевые/*Темногумусово-глеевые и перегнойно-глеевые*	Агродерново-подзолистые, включая глубоко глееватые, преимущественно глубокоподзолистые	10	3	10
Черноземы оподзоленные/*Агрочерноземы глинисто-иллювиальные оподзоленные* (8729)	Серые лесные/*Агросерые*	Нет/*Серые*	Нет/*Нет*	60	0	0

Примечание. 1–4 – компоненты почвенного покрова полигонов (преобладающая $Soil_0$ и три сопутствующие почвы: $Soil_1$, $Soil_2$, $Soil_3$) на Почвенной карте РСФСР/*в обновленной БД карты России*; 5 – площадь пашни, % от площади полигона; 6 – площадь городов, % от площади полигона; 7 – площадь осушенных земель, % от площади пашни.

венного покрова урбостратоземов и экраноземов, более широко распространены различные урбо-агро- и агро-почвы, среди которых имеются проградированные, а также серо- или темногумусовые почвы на техногенных отложениях бульваров и газонов.

Почвенный покров *городов* слагается урбостратоземами, разными урбо-почвами и экраноземами; агро- и урбо-агро-почвы играют второстепенную роль. Поскольку города в пределах модельного полигона представляют собой промышленные центры, в них встречаются техногенные поверхностные образования (ТПО в классификации) промплощадок предприятий, вблизи карьеров по добыче полезных ископаемых, промышленных свалок и прочих нарушенных земель с органо-аккумулятивными и слаборазвитыми почвами на техногенных отложениях. Для сравнения обратимся к почвенному покрову Москвы. В нем преобладают экраноземы и урбостратоземы; меньше распространены разные урбо-почвы, почвы органо-аккумулятивного отдела на техногенных отложени-

Таблица 3. Почвенный покров модельного полигона (№ 7961 в БД) с учетом различных типов землепользования по результатам дешифрирования

Тип землепользования	Почвы типов землепользования	Площадь, %
Лес (условно коренной)	Дерново-подзолистые глубокоглееватые (в том числе поверхностно-глееватые), преимущественно глубокоподзолистые, дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые, темногумусово- и перегнойно-глеевые	49
Пашня	Агродерново-подзолистые, включая глубокоглееватые преимущественно неглубокоподзолистые, агротемногумусовые окисленно-глеевые (осушенные), агродерново-подзолистые проградированные	3
Залежи	Агродерново-подзолистые глубокоглееватые реградированные и агротемногумусовые окисленно-глеевые реградированные	27
Дачные поселки	Агроземы текстурно-дифференцированные турбированные, агростратоземы темногумусовые, агродерново-подзолистые проградированные	5
Деревни, села	Агростратоземы темногумусовые, агроземы текстурно-дифференцированные турбированные, агродерново-подзолистые проградированные	5
Малые города с населением 20–50 тыс. чел. поселки городского типа	Урбо(агро)дерново-подзолистые, агроземы текстурно-дифференцированные турбированные, урбостратоземы, экраноземы	4
Города с населением 100–250 тыс. чел.	Урбостратоземы и экраноземы (без разделения), урбодерново-подзолистые	7

ях и ТПО; степень запечатанности колеблется от 5 до 90% [26, 28]. Специфическая особенность почвенного покрова Москвы, как и многих старых городов – участие в нем почв на культурном слое.

Проведенный анализ модельного полигона позволяет представить реальный состав его почвенного покрова в системе обновленной БД следующим образом: $Soil_0$ – дерново-подзолистые глубокоглееватые преимущественно глубокоподзолистые; $Soil_1$ – агродерново-подзолистые преимущественно реградированные; $Soil_2$ – агродерново-подзолистые проградированные, включая агростратоземы темногумусовые и агроземы текстурно-дифференцированные турбированные; $Soil_3$ – урбостратоземы и экраноземы. Однако проделанная работа по выявлению доли почв всех возможных типов землепользования не входит в программу обновления ПКРФ и, как мы уже отмечали, является избыточной для данного масштаба карты. Тем не менее, чтобы сохранить полезную информацию, можно было бы расширить БД, введя в нее дополнительные разделы (столбцы) с расчетом на более детальные карты или характеристики территории.

Полученные результаты могут быть полезны при разработке методологии картографирования почв местностей с чередованием крупных и малых городов, деревень, дачных поселков и агроландшафтов. Такой опыт практически отсутствует, а Московская область представляет собой благоприятный объект для разработки подходов в этой новой области почвенной картографии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Обновление содержания ПКРФ, проведенное по отдельным полигонам БД в формате классификации почв России, привело к изменению представлений о составе почвенного покрова Московской области за счет введения пахотных и городских почв.

2. Перевод природных почв в новый формат заключался в основном в их переименовании в номенклатуру классификации и дополнении подтиповыми признаками. Обновленная легенда существенно увеличилась за счет агрогенных почв традиционного земледелия – агродерново-подзолистых, представленных несколькими сложными подтипами, которые соответствуют исходным природным подтипам и/или являются результатом искусственного дренажа, тогда минеральным почвам добавляется подтиповой признак окисленно-глеевые. Разделение в ареалах пашни агропочв и агроземов предполагает различия в условиях рельефа. Агроземы текстурно-дифференцированные встречаются на относительно крутых склонах и чередуются с агро-почвами, причем на юге области – с агросерыми и агрочерноземами. Подзолы в силу особенностей строения профиля при распашке диагностируются как агроземы альфегумусовые.

3. Структура землепользования в Московской области не ограничивается схемой лес–пашня–город. Среди почв незалесенных участков, дешифрируемых как пахотные, немало залежей, диагностируемых по зарастанию кустрниками, с

реградированными дерново-подзолистыми почвами. Значительные площади, занимаемые дачными, городскими и коттеджными поселками, малыми городами рекомендуется учитывать при анализе состава почвенного покрова. К ним приурочены следующие почвы: к садам – агроземы турбированные, иногда проградированные, к огородам и интенсивно удобряемым приусадебным участкам в дачных поселках и деревнях – агростратоземы темногумусовые. Городские почвы представлены урбостратоземами, экраноземами, урбо(агро)дерново-подзолистыми.

4. Проведенное дешифрирование космического снимка одного из полигонов Московской области позволило выделить комбинации почв для разных типов землепользования, провести типизацию этих образований и дать экспертную оценку наборов почвенных комбинаций в каждом из них.

5. Интерпретация почвенного покрова модельного участка в современных классификационных и почвенно-генетических представлениях имеет целью показать возможности пополнения БД, следовательно, адекватного представления о почвенном покрове. Результаты дешифрирования не полностью вписываются в обновляемую карту из-за несоответствия ее мелкого масштаба и детальности анализа вариантов антропогенно-измененных почв.

6. Определение предполагаемых почвенных комбинаций городов и поселков для введения их в содержание карты – отдельная задача, требующая сведений по городам и применения дистанционных методов, однако она создает возможно полное и реалистическое представление о почвенном покрове и почвенных ресурсах картографируемой территории.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы признательны И.Ю. Савину за предоставленные материалы по структуре землепользования по полигонам ПКРФ и их обсуждение, и С.Ф. Хохлову за помощь в дешифрировании типов землепользования в Московской области и составления карты (рис. 2).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 17-17-01293 “Многоуровневые региональные почвенно-географические модели как основа устойчивого управления почвенными ресурсами”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананко Т.В., Герасимова М.И., Конюшков Д.Е.* Опыт обновления почвенной карты РСФСР масштаба 1 : 2.5 млн в системе классификации почв России // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1411–1420. https://doi.org/10.7868/S0032180X17120024
2. *Анненская Г.Н., Жучкова В.К., Мамай И.И. и др.* Ландшафты Московской области // М.: Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1987. Т. 2. С. 37–47.
3. *Апарин Б.Ф., Сухачева Е.Ю.* Принципы создания почвенной карты мегаполиса (на примере Санкт-Петербурга) // Почвоведение. 2014. № 7. С. 790–802. https://doi.org/10.7868/S0032180X1407003X
4. *Бургхардт В., Хайнц Д., Хоке Н.* Показатели почвенного плодородия и запасы органического углерода в почвах огородов и окружающих их полей в центре городского промышленного региона Рур в Германии // Почвоведение. 2018. № 11. С. 1284–1297. https://doi.org/10.1134/S0032180X18110114
5. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М.* Палеокриогенный почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
6. *Герасимова М.И.* Классификация почв России: путь к следующей версии // Почвоведение. 2019. № 1. С. 32–42. https://doi.org/10.1134/S0032180X19010027
7. *Герасимова М.И., Ананко Т.В., Конюшков Д.Е.* Предложения к классификации почв России по итогам анализа почвенной карты РСФСР масштаба 1 : 2.5 млн (1988) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 95. С. 58–70. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-95-58
8. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0. Коллективная монография. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2014. 768 с. http://egrpr.esoil.ru
9. *Зайдельман Ф.Р., Шваров А.П.* Пирогенная и гидротермическая деградации торфяных почв, их агроэкология, песчаные культуры земледелия, рекультивация. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2002. 168 с.
10. *Исаченкова Л.Б., Герасимова М.И., Богданова М.Д., Терская Е.В.* Отражение недавней истории землепользования в свойствах дерново-подзолистых почв // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2019. В печати.
11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
12. Классификация почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1997. 236 с.
13. *Красильников П.В., Таргульян В.О.* На пути к “новой географии почв”: вызовы и решения (обзор) // Почвоведение. 2019. № 2. С. 131–139. https://doi.org/10.1134/S0032180X19020096
14. *Лебедева И.И., Тонконогов В.Д., Шишов Л.Л., Суханов П.А., Перцович Ю.А.* Антропогенно-преобразованные почвы: эволюция и систематика // Почвоведение. 1996. № 3. С. 351–358.
15. *Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г.* Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 426 с.
16. *Матинян Н.Н., Бахматова К.А.* Почвы и почвенный покров парков Петергофа. СПб., 2012. 95 с.
17. Московская область: история, культура, экономика. Справочно-энциклопедическое издание. М.: ИПЦ “Дизайн. Информация. Картография”. 2004. 839 с.

18. Национальный Атлас России. М.: Роскартография, 2004. Т. 1.
19. Общегеографическая практика в Подмосковье. М.: Географический факультет МГУ, 2007. 300 с.
20. *Огуреева Г.Н., Микляева И.М., Суслова Е.Г., Швергунова Л.В.* Растительность Московской области. Карта растительности. Масштаб 1 : 200000 и пояснительный текст (45 с.). М.: Географический ф-т МГУ, 1996.
21. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
22. Почвенная карта РСФСР. Масштаб 1 : 2.5 млн / Под ред. Фридланда В.М. М.: ГУГК, 1988.
23. Почвы Московской области и повышение их плодородия. М.: Московский рабочий, 1974. 662 с.
24. Почвы Московской области и их использование. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2002. Т. 1. 500 с.
25. *Прокофьева Т.В.* Городские почвы, запечатанные асфальтобетонными покрытиями (на примере г. Москва). Дис. ... канд. биол. н. М., 1998. 121 с.
26. *Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С. и др.* Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164. https://doi.org/10.7868/S0032180X14100104
27. *Прокофьева Т.В., Мартыненко И.А., Иванников Ф.А.* Систематика почв и почвообразующих пород Москвы и возможность их включения в общую классификацию // Почвоведение. 2011. № 5. С. 611–623.
28. *Савин И.Ю.* Картографирование экраноземов Московской агломерации по спутниковым данным LANDSAT // Исследование Земли из космоса. 2013. № 5. С. 55–61. https://doi.org/10.7868/S0205961413050084
29. *Савин И.Ю., Столбовой В.С., Аветян С.А., Шишконакова Е.А.* Карта распаханности почв России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 94. С. 38–56. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-94-38-56
30. *Строганова М.Н.* Городские почвы: генезис, систематика и экологическое значение (на примере г. Москвы). Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 1998. 72 с.
31. *Строганова М.Н., Мягкова А.Д., Прокофьева Т.В.* Городские почвы: генезис, классификация, функции // Почва. Город. Экология. М.: Фонд "За экономическую грамотность". М., 1997. 320 с.
32. *Строганова М.Н., Раппопорт А.В.* Антропогенные почвы ботанических садов крупных городов южной тайги // Почвоведение. 2005. № 9. С. 1094–1101.
33. *Хохлов С.Ф.* Постагрогенные дерново-подзолистые почвы под лесом и лугом в Подмосковье: свойства, эволюция и элементы водного баланса. Автореф. ... дис. канд. с./х. н. М., 2015. 24 с.
34. Экологический атлас Москвы и Московской области. 2000. https://www.liveinternet.ru/journal_proc.php?action=redirect&url=http://sky-ready.ucoz.ru/load/prof_karty/ehkologicheskij_atlas_moskvy_i_moskovskoj_oblasti_2000_jpg/8-1-0-1746
35. Atlas krajiny Slovenskey republiky. Bratislava, 2002. (на словацком яз.) http://globus.sazp.sk/atlassr/
36. 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. 181 p.
37. Referenciel pedologique, AFES. Editions Qua. Versailles Cedex, 2008. 435 p.
38. Soils within Cities / Eds. Levin M. et al. Stuttgart, 2017. 253 p.

Approaches to the Introduction of Humanly-Modified Soils in the Updated Version of the Soil Map of Russia (with the Example of Moscow Oblast)

M. I. Gerasimova[1, 2, *], T. V. Ananko[2], and N. V. Savitskaya[2]

[1]Moscow Lomonosov University, Faculty of Geography, Moscow, 119991 Russia

[2]Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: maria.i.gerasimova@gmail.com*

In the course of updating the soil map of Russian Federation, 1988, scale 1 : 2.5 M, Moscow oblast was chosen as a model object for testing the approaches to revising the map legend, which should be transferred into the new Russian soil classification system, where much attention is paid to soils changed by human activities. This choice was made because of its rather simple natural soil cover (Albic Retisols predominate) along with high diversity and frequent occurrence of humanly-modified soils that should be shown on the map. Updating of the map database concerning natural Albic Retisols – soddy-podzolic soils was insignificant: few changes were introduced at the level of diagnostic properties, namely, subtypes. Arable soddy-podzolic soils were qualified for agrosoddy-podzolic soils if they occupy even surfaces, and they were named texturally differentiated agrozems if they are confined to slopes; the initial subtype diagnostics was mostly preserved. Soils of other land use categories – private estates, villages, urban-type settlements, were qualified for prograded or turbated agrozems, and intensely cultivated soils – for dark-humus stratozems; urban soils were referred to urbostratozems, ekranozems and diverse intergrades between these and natural soils. Deciphering of the space image of a model polygon located in a rather urbanized part of Moscow oblast permitted to identify soil associations for most common land-use types. However, introduction of all soils – ingredients of such associations into the legend is limited by the small scale of the map, whereas introduction of the types of associations could contribute to a more adequate reflection of the soil cover in urbanized territories.

Keywords: soil cover, Russian soil classification system, Albic Retisols – soddy-podzolic soils, land use, agrosoils, agrozems, urbostratozems

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 31–43

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 581.5,631.41

ОЦЕНКА ВНУТРИБИОГЕОЦЕНОЗНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЛЕСНЫХ ПОДСТИЛОК И ТРАВЯНО-КУСТАРНИЧКОВОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЕЛОВЫХ НАСАЖДЕНИЯХ

© 2020 г. О. В. Семенюк[a], В. М. Телеснина[a], *, Л. Г. Богатырев[a], А. И. Бенедиктова[a], Я. Д. Кузнецова[a]

[a] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 11999 Россия*

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

Поступила в редакцию 15.03.2019 г.
После доработки 05.06.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

Выявлены различия в видовом составе живого напочвенного покрова ельника кислично-зеленчукового в зависимости от положения в тессере, под которой понимается совокупность приствольного, подкронового и межкронового пространства, различающихся локальными экологическим условиям из-за воздействия ели как эдификатора. От приствольных пространств к межкроновым в составе напочвенного покрова увеличивается разнообразие экологических свит, общее число видов, долевое участие неморальных, светолюбивых и требовательных к общему содержанию элементов питания видов. Мощность и запасы лесных подстилок уменьшаются от приствольных пространств к окнам. Положение в тессере определяет фракционный состав подстилок, а также соотношение величин запасов горизонтов внутри подстилки. Подстилки приствольных участков характеризуются минимальными значениями pH и минимальными запасами зольных элементов в горизонтах L, а также в легкоразлагаемых компонентах, что соотносится с высоким долевым участием ацидофильных видов и видов, мало требовательных к запасам элементов питания. Показатели, характеризующие скорость разложения органического вещества (доля легкоразлагаемых компонентов в горизонте L подстилки, запасы зольных элементов в подстилке и ее легкоразлагаемых фракциях, соотношение мощностей и запасов горизонтов L, F и H), напрямую связаны с соотношением в напочвенном покрове видов, характеризующихся разным уровнем трофности, установленным по экологическим шкалам. Ель, как эдификатор, создает в разных компонентах тессеры значимые различия в морфологических особенностях и химических свойствах лесных подстилок, что адекватно отражается видовым составом и эколого-ценотической структурой напочвенного покрова.

Ключевые слова: лесные экосистемы, детрит, тессера, Московская область, Albic Retisol (Loamic, Ochric), деревья-эдификаторы

DOI: 10.31857/S0032180X2001013X

ВВЕДЕНИЕ

Подстилка является важнейшим компонентом биогеоценоза и интегральным показателем биологического круговорота, отражает основные направления функционирования экосистем, в своем строении и свойствах подчиняется биоклиматической зональности [7, 58]. Лесные подстилки обусловлены существованием древостоя и являются отражением факторов окружающей среды, основной индикаторной системой лесного биогеоценоза, местообитанием многих видов почвенной фауны, важным источником углекислоты и азота [12–14]. Занимая промежуточное положение между поступившим опадом и собственно почвой и являясь источником органических соединений и резервуаром биогенных элементов, подстилка признана неотъемлемым фактором, формирующим лесные почвы, поэтому ее строение, запасы и химический состав чрезвычайно важны для понимания механизмов развития органопрофиля почв [4, 6, 8, 23, 35]. Сочетая в себе высокую информативность по функционированию биогеоценоза и высокую доступность для наблюдения, подстилки являются важнейшим объектом для изучения [2, 9, 22, 37].

В исследовании лесных подстилок за рубежом в последние годы сформировалось несколько направлений. Первое – традиционное изучение влияния на подстилки различных факторов, например, пожаров [71, 72]. Анализируются процессы переноса наземного детрита с последующей их аккумуляцией в смежных экосистемах, в том числе водных [51]. Уделяется внимание гидрологическим характеристикам подстилок, в том числе

специфике удержания ими влаги [57]. Установлено, что со временем содержание ферментов в подстилках возрастает [61], а обогащение подстилки микро- и макроэлементами связано с поступлением их из почвы [65]. Обращается внимание на роль калия в процессах разложения, которая ранее игнорировалась [66, 74]. Проводится анализ пространственного распределения подстилок и запасов углерода в рамках решения глобальных проблем [52]. Возрастает интерес к формированию подстилки в условиях городских экосистем. Показано, что на загрязненных тяжелыми металлами участках процессы деструкции могут происходить более интенсивно по сравнению с естественными экосистемами [62]. Второе направление связано с экспериментальными исследованиями. В частности, подчеркивается роль фотодеградации в процессах деструкции подстилок [55], анализируется роль внесения выбросов микроантропод на интенсивность разложения [59]. Экспериментально изучена роль высоты снегового покрова в процессе минерализации наземного детрита с акцентом на особенности весеннего периода [70]. Сравнительный анализ вытяжек из опада и корневой биомассы [73] показал, что последние характеризуются более высокой кислотностью. В экспериментах показана неоднозначная роль хвои [75], с одной стороны, снижающей скорости разложения за счет низкого содержания азота, с другой – улучшающей водный режим подстилки. Кроме того, хвоя влияет на скорость разложения опада [76]. Детальные исследования посвящены установлению взаимосвязи особенностей подстилок, подстилочной фауны и микробного пула. Нередко подчеркивается роль дождевых червей в процессах разложения [69]. При этом для понимания процессов разложения ключевыми признаны два фактора – разнообразие детрита и разнообразие деструкторов [74]. Общепризнана роль зоомикробного пула, обусловленная типологией подстилок. Типы подстилок детерминируют структуру подстилочной фауны [68], которая может на 50% определять интенсивность разложения растительных остатков, особенно на ранних стадиях сукцессий [56]. Показано влияние уровня увлажнения на скорость разложения [77], при котором длительное и стабильное увлажнение стимулировало разложение лабильной части детрита. Обращают на себя внимание результаты крупномасштабных экспериментальных исследований интенсивности минерализации на основе стандартизированных образцов чая – 65% изменчивости в скоростях разложения приурочено к ранним стадиям [53]. Расширяются масштабы изучения интенсивности разложения при различных сценариях изменения климата [63]. Так, увеличение температуры может оказывать влияние на увеличение содержания лигнина и роста эктомикоризных грибов [64]. Наиболее общим положением, объединяющим исследования, является признание необходимости сочетания долгосрочных натурных и экспериментальных исследований.

Таким образом, исследования показывают, что воздействие на почву растительности и других факторов максимально проявляется в поверхностных и близким к ним горизонтах, следовательно, и наибольшее варьирование свойств наблюдается обычно в верхних горизонтах почвы и подстилках [16, 29, 32, 39, 67]. Поскольку подстилка по сравнению с почвой является более лабильным образованием, ее варьирование в пространстве и чувствительность к локальной пространственной изменчивости факторов почвообразования чрезвычайно высока, что создает определенные сложности при изучении [2, 12, 36, 45]. Изменчивость таких характеристик подстилки, как мощность, запасы, фракционный состав и даже некоторые химические свойства, детерминирована в лесных экосистемах чаще всего парцеллярным строением фитоценоза [16, 27], которое создают эдификаторы древесного яруса. Следует отметить, что понятия парцеллы и особенно тессеры применительно к единице структуры фитоценоза до сих пор являются спорными [16, 17, 25]. Парцелла не во всех случаях является элементарной единицей биогеоценоза (например, парцелла древесная и парцелла окна на месте вывала), тогда как компоненты, совокупность которых образует древесную тессеру – гораздо ближе к этому понятию [31]. При этом не вызывает сомнений тот факт, что живой напочвенный покров, подстилки и почвы под кронами деревьев не одинаковы в разных частях кроны и между кронами. Авторы придерживаются мнения, что наиболее точное понятие тессеры подразумевает совокупность таких элементарных почвенно-фитоценотических единиц, как приствольное пространство, подкроновое и межкроновое. Величина запасов подстилки может изменяться в этих компонентах почти в 2 раза [36], а величина мощностей подстилок – более чем в 5 раз [44]. Тем не менее, до сих пор вопрос о закономерностях варьирования свойств подстилок в пространстве лесного фитоценоза недостаточно хорошо исследован. Очевидно, что изучение подстилки с учетом чрезвычайно высокой временной изменчивости и пространственной неоднородности требует принципиально иного подхода, чем изучение почв. Подстилка, как и почва, часто имеет горизонтное строение [4, 5], причем горизонты существенно различаются по составу и свойствам. Однако часто этот факт игнорируется, и подстилка, несмотря на сложное строение, рассматривается как однородное образование. Это служит причиной того, что нередко общие запасы подстилок приводят без указания их типовой принадлежности, что затрудняет или вовсе исключает возможность сравнения с уже имеющимися литературными сведениями. Живой на-

почвенный покров в лесных фитоценозах влияет на водный режим и свойства почвы [43], в определенной степени определяет величину опада и депонирование углерода [1], то есть участвует в круговороте. Он является весьма чувствительным показателем лесорастительных условий [20, 21, 47], в том числе особенностей подстилок как наиболее лабильных горизонтов почв. Пока еще мало анализируется взаимосвязь видового состава напочвенного покрова и характера лесных подстилок, хотя именно на уровне тессер [25, 31] происходит взаимодействие трех важных составляющих лесного биогеоценоза – напочвенного покрова, опада и формирующихся в данных условиях подстилок.

Цель настоящей работы – изучить изменение строения и свойств лесных подстилок елового биогеоценоза в системе ствол–крона–окно во взаимосвязи с наиболее важными критериями, основанными на использовании принципов, разработанных в рамках классических экологических шкал [34, 48, 54, 60].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследованная территория расположена в Солнечногорском районе Московской области, на территории учебного опытного полевого экологического центра “Чашниково”. Среднегодовая температура колеблется около 3.5°С, годовые осадки составляют 600–650 мм [33]. Территория относится к подзоне елово-широколиственных лесов. Наряду с сохранившимися елово-широклиственными лесами, тяготеющими к нераспаханным склоновым ландашфтам, широкое распространение получили мелколиственные леса. Положение исследуемого района в пределах Клинско-Дмитровской гряды обусловливает широкое распространение плоско-волнистого рельефа, который вследствие глубокого расчленения долинной и балочной сетью приобретает ярко выраженный эрозионный характер [11]. Относительно моренных отложений в настоящий период подчеркивается самостоятельность и разновозрастность московского и днепровского оледенения [26]. Непосредственно в районе УОПЦ Чашниково преобладают моренные отложения московского оледенения, с классическими включениями от дресвы до камней, перекрытые покровными суглинками различной мощности [19]. В меньшей степени распространены флювиогляциальные отложения, как правило, приуроченные к ложбине стока ледниковых вод. В пределах всей территории учебно-опытного экологического центра выделяется два крупных массива. Первый характерен для наиболее возвышенной части водораздельных пространств между реками Сходня и Клязьма. Вторая территория включает в себя собственно супераквальные пойменные ландшафты и две надпойменные террасы. В почвенном отношении [10, 19] наиболее общей характеристикой является широкое распространение дерново-подзолистых почв, формирующихся на покровных суглинках, подстилаемых мореной. Многолетние исследования почвенного покрова показывают, что уровень залегания морены значительно варьирует от 50–60 см до 1.5 м [19, 20]. В пределах изучаемого типа леса, приуроченного к склону северной экспозиции, уровень залегания морены составляет 60–70 см. Особенностью почв, развивающихся в условиях склоновых ландшафтов, является оглеение, которое может диагностироваться в пределах иллювиальных горизонтов [42].

Исследуемый еловый фитоценоз расположен на склоне северной экспозиции к первой террасе р. Клязьма. Первый ярус древостоя высотой около 30 м представлен елями примерно 100-летнего возраста (10Е). Второй ярус состоит из одиночных деревьев липы сердцелистной (*Tilia cordata*) и клена платановидного (*Acer platanoides*). В подлеске – рябина обыкновенная (*Sorbus aucuparia*), бересклет бородавчатый (*Euonymus verrucosus*), черемуха обыкновенная (*Padus avium*) и лещина обыкновенная (*Corylus avellana*). Общее проективное покрытие напочвенного покрова, представленного травами, составляет в среднем 40%. В нем преобладают зеленчук желтый (*Galeobdolon luteum*), звездчатка дубравная (*Stellaria nemorum*), щитовник мужской (*Dryopteris filix-mass*).

Почвы – дерново-подзолистые, мощные, глубокоосветленные среднесуглинистые на покровных суглинках, подстилаемых мореной, Albic Retisol (Loamic, Ochric) [18].

Геоботаническое описание произведено на площади 10 × 10 м. В фитоценозе выделены тессеры, состоящие из следующих компонентов: приствольное повышение около ели, подкроновое пространство и межкроновое пространство (окно). Укосы надземной фитомассы напочвенного покрова отобрали с площадок 50 × 50 см, а образцы лесных подстилок (по-горизонтно) с площадок 25 × 25 в 17 тессерах. Учитывали принадлежность видов к эколого-ценотическим свитам, под которыми понимают группу видов, обладающих сходными требованиями к экологическим условиям, и отчасти сходными биологическими особенностями [28]. Биомассу напочвенного покрова выражали в г/м^2 на абсолютно сухую навеску. Каждому виду присваивали балл по экологическим шкалам Ландольта [60] и Элленберга [54] или интервал баллов по шкалам Раменского [34] и Цыганова [48]. Использовали следующие показатели: отношение растений к кислотности (Ландольт, Элленберг, Цыганов), к обогащенности азотом (Ландольт, Элленберг, Цыганов) и обогащенности элементами питания, то есть трофность (Цыганов, Раменский). Зная долю биомас-

Таблица 1. Особенности напочвенного покрова в разных компонентах тессер

Параметр	Пространство		
	приствольное	подкроновое	межкроновое
Число видов	12	12	19
Число эколого-ценотических свит	6	6	11
Доля видов еловых свит, %	46.8	49.0	21.2
Доля неморальных видов, %	40.0	45.9	73.8
Доля нитрофилов, %	8.5	5.6	4.8
Доля сорно-рудеральных видов, %	8.8	2.7	1.4
Доля теневыносливых видов (по Элленбергу), %	47.0	14.7	5.8

сы вида в напочвенном покрове, для каждого укоса определили средневзвешенные баллы для точечных шкал и средневзвешенные середины интервалов для диапазонных. Изучали мощность, запасы всех горизонтов подстилок, фракционный состав горизонтов L (соотношение шишек, веток, хвои, коры, ветоши, детрита). К ветоши относили опад травянистых растений. Детрит – мелкие растительные остатки, морфологическая принадлежность которых в отличие от других фракций, уже не может быть установлена. Запасы всех компонентов подстилок рассчитывали на сухую массу (высушенную при 105°С) в г/м^2. Запас легкоразлагаемых компонентов рассчитывали как сумму фракции листьев и ветоши. Для подстилок определяли pH водной суспензии (соотношение 1 : 25) и содержание зольных элементов методом сухого озоления (450°С) в пяти тессерах. Обработку результатов проводили с помощью программ Excel и Statistica. Классификационную принадлежность подстилок определяли по классификации Богатырева [5].

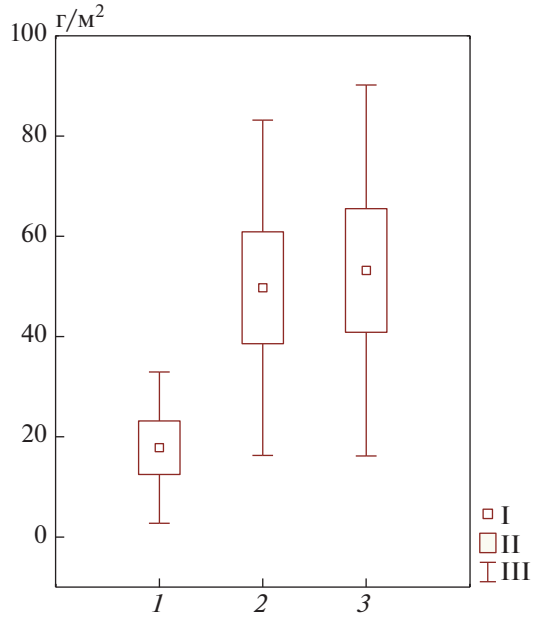


Рис. 1. Надземная биомасса напочвенного покрова: *1* – приствольные пространства, *2* – подкроновые пространства, *3* – межкроновые пространства. Здесь и далее: I – среднее, II – среднее ± стандартная ошибка, III – среднее ± стандартное отклонение.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Напочвенный покров

В изученном фитоценозе состав напочвенного покрова определяется положением в системе ствол–крона–окно (табл. 1). Биомасса напочвенного покрова в приствольных пространствах значимо меньше, чем в других компонентах тессеры – в последних она чрезвычайно варьирует в пространстве (рис. 1). В приствольных повышениях выявлено 12 видов, под кронами – 12, а в окнах – 19. Число эколого-ценотических свит – соответственно 6, 6 и 11. Высокое разнообразие видов и свит в окнах связано, по-видимому, с условиями освещения – у стволов и под кронами могут существовать преимущественно теневыносливые. У стволов преобладают виды еловой кисличной свиты (кислица обыкновенная (*Oxalis acetosella*)), под кронами и в окнах неморальной теневой свиты – зеленчук желтый (*Galeobdolon luteum*), звездчатка жестколистная (*Stellaria holostea*). Наличие сорно-рудеральных и нитрофильных видов, мало типичных для хвойного леса, видимо, связано с тем, что выше по склону находится поле, с которого могут поступать удобрения, а также семена подобных растений путем обычного межбиогеоценозного переноса.

Анализ баллов, характеризующих отношение видов к кислотности к обогащенности элементами питания, на основе шкал Ландольта не выявил существенных различий в напочвенном покрове приствольных, подкроновых и межкроновых пространств. Аналогичная оценка напочвенного покрова по шкалам Элленберга, имеющим не четыре, как в шкале Ландольта, а девять градаций, что средневзвешенный балл отношения растений к кислотности почвы значимо увеличивается от приствольного пространства к окнам (рис. 2А). Средневзвешенная середина интервала отношения видов к кислотности по шкале Цыганова также значимо растет от приствольных к межкроновым пространствам, особенно резко изменяясь при переходе от приствольных участков к кронам, что говорит о большей доле видов, предпочитающих кислые почвы, у стволов. Степень ва-

рьирования этого показателя в приствольных пространствах значительно меньше, чем в других (рис. 2Б). Средневзвешенный балл по Элленбергу, обозначающий отношение вида к обогащенности субстрата азотом, значимо уменьшается в окнах по сравнению с другими элементами тессеры.

При этом видно, что степень варьирования балла увеличивается от приствольных повышений к другим компонентам тессеры. Аналогичная оценка по шкале Цыганова дала похожий результат (рис. 3) – в приствольных и подкроновых пространствах практически нет различий, тогда как в окнах балл отношения к азоту существенно меньше. Что касается трофности видов, то есть их отношения к общей обогащенности субстрата элементами питания, оцениваемой по шкале Цыганова и Раменского, получена противоположная картина (рис. 4), заключающаяся в том, что средневзвешенная середина диапазона трофности видов напочвенного покрова значимо меньше в приствольном пространстве, чем в других компонентах тессеры. Экологическая оценка напочвенного покрова с помощью комплекса шкал позволила установить закономерности распределения экологических характеристик видов в пределах тессер. По соотношению экологических групп видов диагностируется повышенная кислотность в приствольных пространствах, а также более благоприятные экологические условия для растений в подкроновых и межкроновых пространствах, нежели у стволов.

Некоторое противоречие выявлено при установлении отношения видов к обогащенности азотом. Доля видов, требовательных к содержанию азота, уменьшается от стволов к межкроновым пространствам. Последний факт никак не объясняется ни составом, ни свойствами подстилок. Вероятно, наличие в подкроновом и приствольном пространстве растений-нитрофилов:-звездчатки средней (*Stellaria media*), пикульника красивого (*Galeopsis speciosa*) – имеет другие причины. Почти все нитрофильные виды, ассоциированные с приствольными пространствами, являются эксплерентами, то есть способны эффективно захватывать пространство, где нет или мало других видов. Такими экологическими нишами в данном случае являются приствольные пространства, в которых биомасса и разнообразие видов травяного яруса минимальны.

Морфология лесных подстилок

Анализ полученных данных показал, что подстилки в ельнике представлены деструктивными, ферментативными и гумифицированными типами, доля деструктивного типа подстилок незначительна. Наиболее часто встречаемый тип подстилки – гумифицированный (табл. 2).

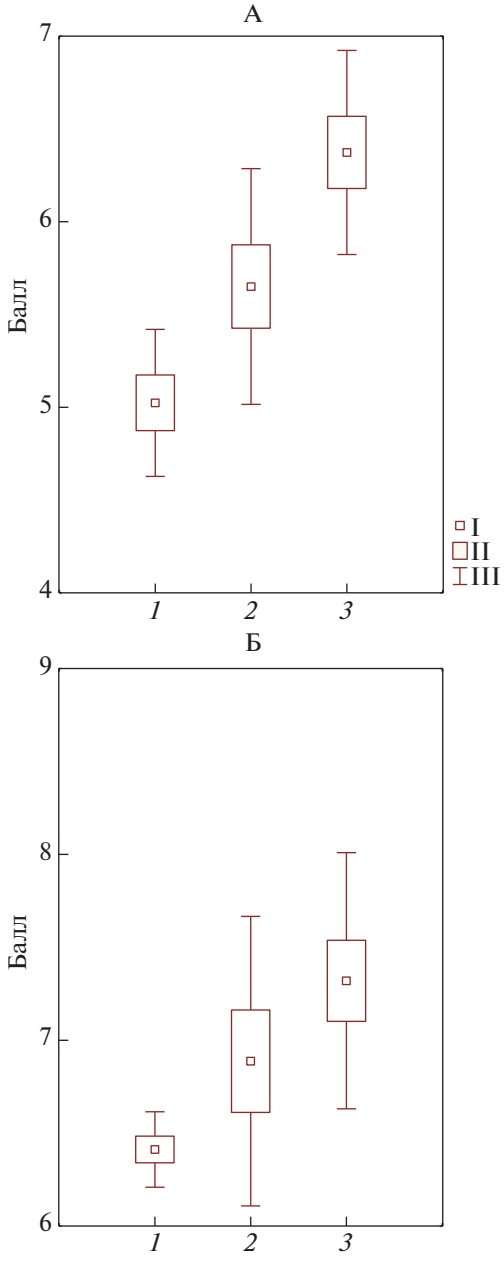


Рис. 2. Отношение видов напочвенного покрова к кислотности: *1* – приствольный участок, *2* – крона, *3* – окно. А – по шкале Элленберга (средневзвешенный балл), Б – по шкале Цыганова (средневзвешенная середина интервала баллов).

В большинстве исследуемых подстилок депонировано большое количество органического вещества, что позволяет сделать вывод о низкой скорости разложения. Мощность подстилок уменьшается в ряду ствол–крона–окно (рис. 5), что соответствует литературным данным [3] для еловых фитоценозов. Типичные значения мощностей подстилок варьируют от 5.5 до 12.5 см в приствольном повышении, в подкроновом пространстве – от

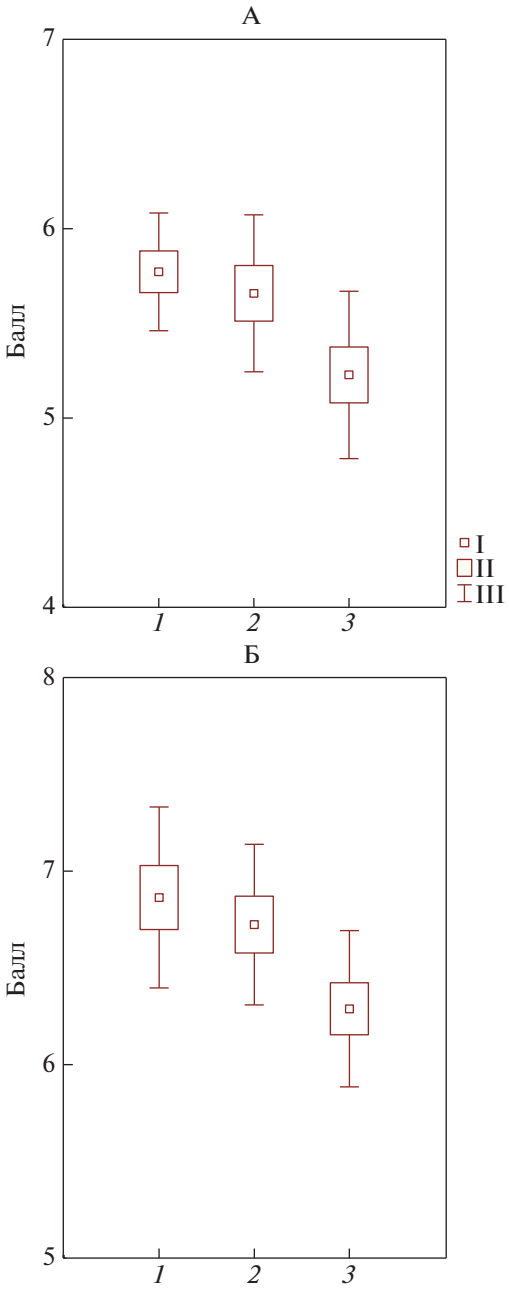


Рис. 3. Отношение видов напочвенного покрова к обогащенности субстрата азотом: *1* – приствольный участок, *2* – крона, *3* – окно. А – по шкале Элленберга (средневзвешенный балл), Б – по шкале Цыганова (средневзвешенная середина интервала баллов).

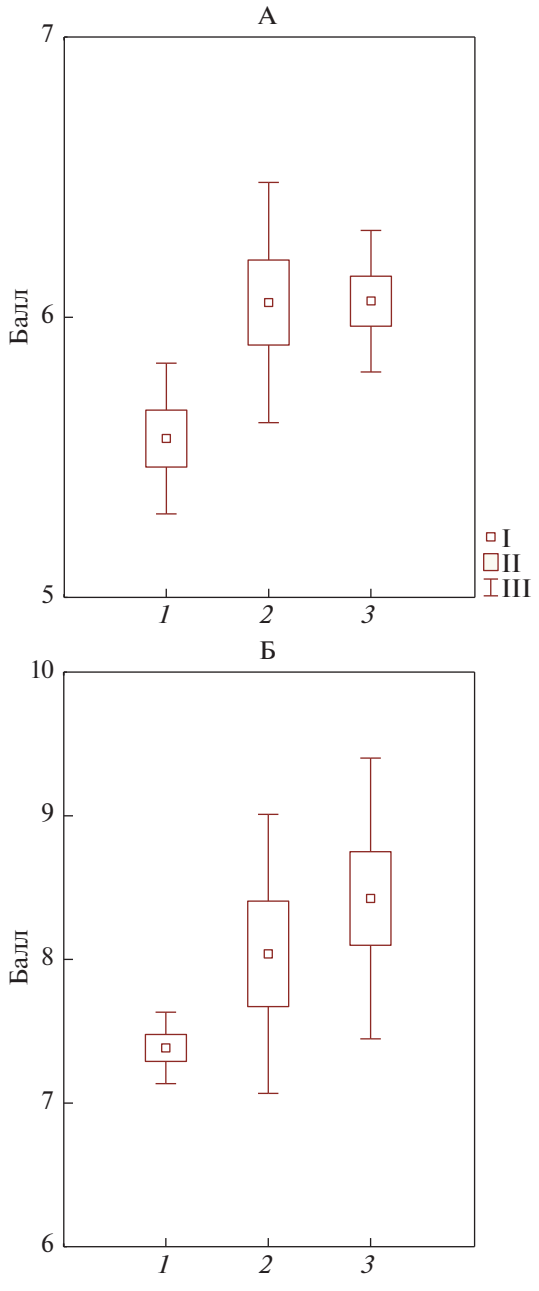


Рис. 4. Отношение видов напочвенного покрова к обогащенности субстрата элементами питания (трофность): *1* – приствольный участок, *2* – крона, *3* – окно. А – средневзвешенная середина интервала баллов по шкале Цыганова, Б – по шкале Раменского.

2.5 до 5.5 см, в окнах – от 2 до 4.5 см. Установлено, что мощность подстилки у ствола втрое больше, чем в подкроновом и межкроновом пространствах. В двух последних частях тессеры мощность подстилки очень близка. Коэффициент варьирования мощности подстилок во всех точках тессеры составляет около 50%, что соответствует данным других авторов [16, 33]. В пределах тессеры мощность горизонтов L и H уменьшается от ствола к окну. Мощность горизонта F у ствола вдвое превышает мощность в подкроновом и межкроновом пространствах, различия эти значимы. Подстилки в кроне и окне сходны как по общей мощности, так и по мощностям отдельных горизонтов.

Запасы лесной подстилки, как и мощность, существенно различаются в зависимости от положения в тессере (рис. 6). Максимальные запасы подстилки характерны для приствольных повы-

шений и составляют в среднем около 4500 г/м^2. По мере продвижения к кроне и окну общие запасы значимо уменьшаются – 3424 и 2246 г/м^2 соответственно. Полученные результаты соответствуют литературным данным по запасам подстилок еловых лесов [16, 36, 44]. Величина запасов в приствольном повышении характеризуется значительным варьированием (V = 70%), в то время как изменчивость величины запасов под кроной и в окне существенно меньше (V = 40%). Полученные данные по варьированию запасов и мощности подстилок показывают, что максимальная степень варьирования характерна для подстилок приствольных участков, представленных в подавляющем большинстве случаев либо мертвопокровными парцеллами [44], либо с двумя–четырьмя видами в напочвенном покрове. Такое варьирование говорит о высоком разнообразии условий формирования подстилок в приствольных пространствах. Анализ распределения запасов подстилок по горизонтам показывает, что во всех участках тессеры запасы органического вещества в горизонте F больше, чем суммарные запасы горизонтов L и H (рис. 6). Это еще раз подчеркивает некоторую заторможенность круговорота и, в частности, низкую скорость разложения опада. Запасы горизонта L, не имеющие значимого различия в разных участках тессеры, свидетельствуют о близких скоростях разложения опада в поверхностных горизонтах подстилок.

Различия в условиях формирования подстилок проявляются на более поздних стадиях разложения органического вещества, что отражается в мощности нижележащих горизонтов. Запасы горизонта F значимо уменьшаются от ствола к межкроновому пространству, в то время как запасы горизонта H лишь в межкроновом пространстве значимо меньше, чем в остальных компонентах тессеры. Изучение фракционного состава горизонтов L в пределах тессеры показало, что у ствола под кроной преобладающими фракциями являются ветки, в межкроновом пространстве – листья (рис. 7). Сокращение поступления веток и хвои в окнах обусловлено влиянием дерева-эдификатора, а увеличение доли листьев – большей вероятностью их накопления в этой точке тессеры. Показано, что содержание фракции детрита в подкроновом и межкроновом пространствах примерно одинаково, в приствольном пространстве – незначительно меньше. Возможно, в сложных подстилках детрит быстро перемещается в нижележащие горизонты. Содержание детрита составляет почти 1/5, что говорит о слабых темпах разложения. С другой стороны, в подстилках ельников содержание детрита может достигать 50% [41].

В окнах отмечено повышенное содержание опада трав, что связано с активным ростом травя-

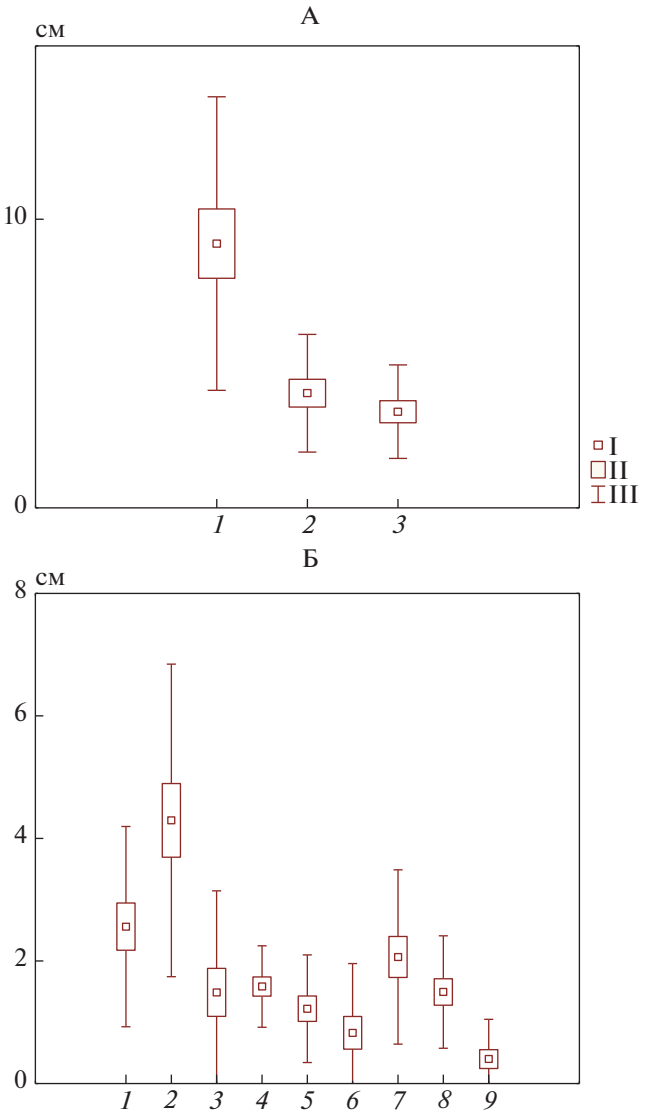


Рис. 5. Мощность подстилок (А): *1* – приствольный участок, *2* – крона, *3* – окно. Мощности подстилок по горизонтам (Б): *1* – приствольный участок, L; *2* – приствольный участок, F; *3* – приствольный участок, H; *4* – крона, L; *5* – крона, F; *6* – крона, H; *7* – окно, L; *8* – окно, F; *9* – окно, H.

Таблица 2. Встречаемость разных типов подстилок в разных компонентах тессер, %

Тип подстилки	Пространство		
	приство-льное	подкро-новое	межкро-новое
Деструктив-ный	0	11	0
Ферментатив-ный	39	17	61
Гумифициро-ванный	61	72	39

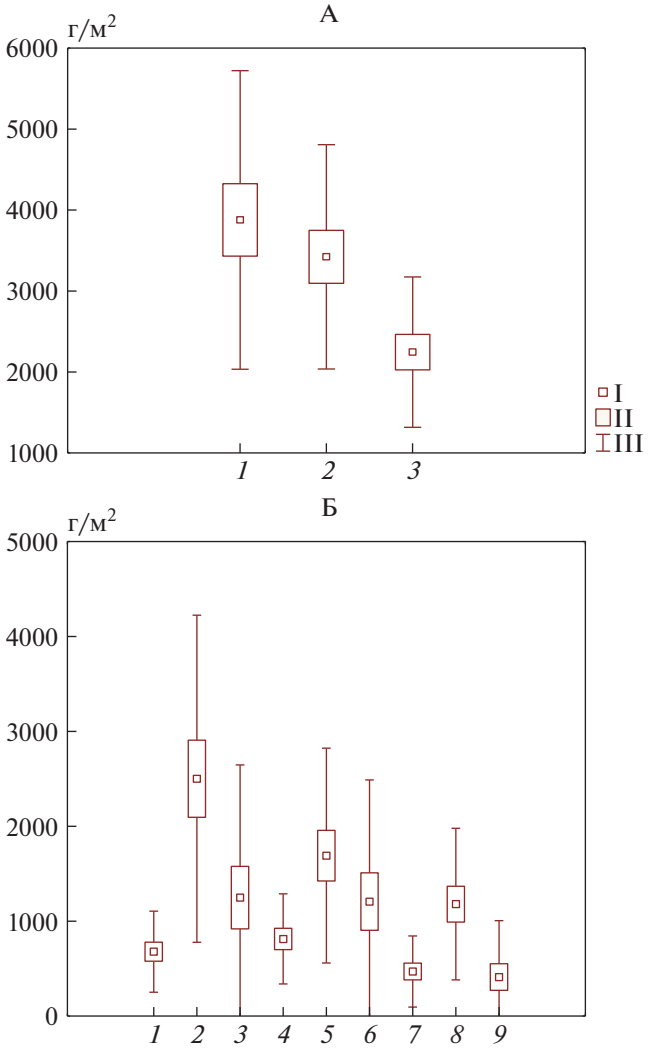


Рис. 6. Запасы лесных подстилок. А – общие: *1* – приствольный участок, *2* – крона, *3* – окно. Б – по горизонтам: *1* – приствольный участок, L; *2* – приствольный участок, F; *3* – приствольный участок, H; *4* – крона, L; *5* – крона, F; *6* – крона, H; *7* – окно, L; *8* – окно, F; *9* – окно, H.

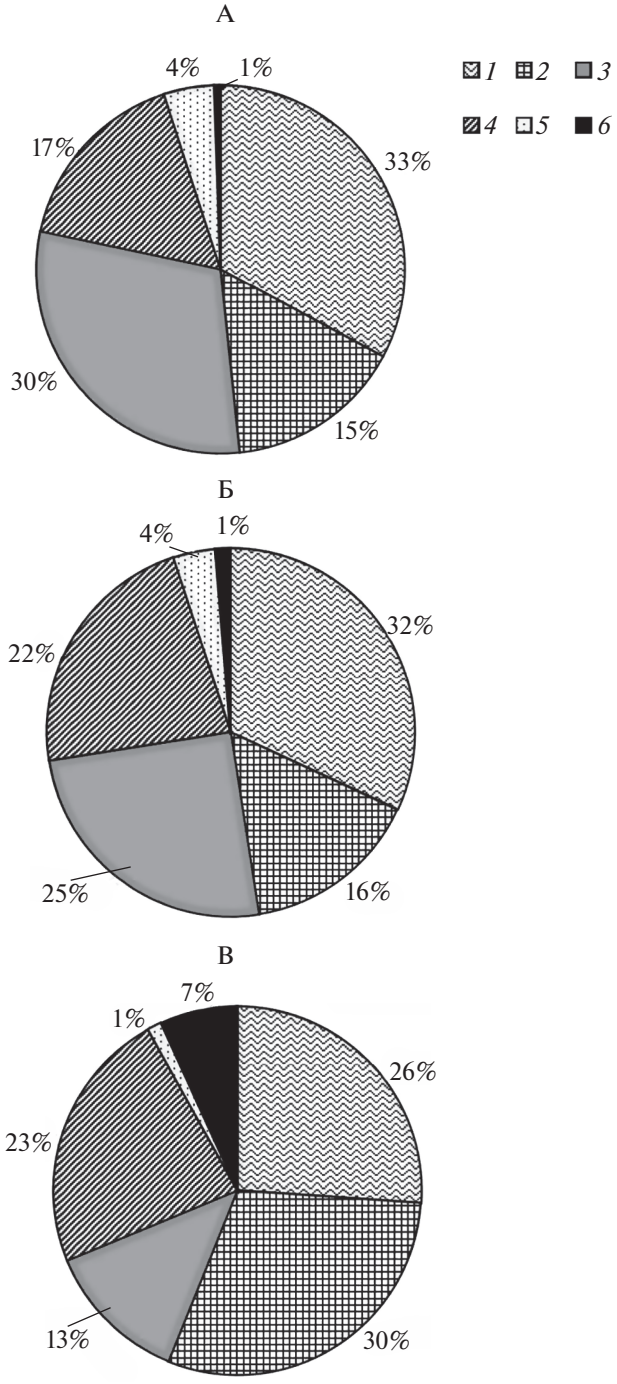


Рис. 7. Фракционный состав горизонтов L. А – приствольное повышение, Б – подкроновое пространство, В – межкроновое пространство. *1* – ветки, *2* – листья, *3* – хвоя, *4* – детрит, *5* – шишки, *6* – ветошь.

нистых растений из-за оптимальных условий освещенности [45]. В горизонте L доля легкоразлагаемых компонентов (ветошь и листья) увеличивается в 2 раза от ствола к окну. Отношение запасов разных горизонтов подстилок можно использовать для оценки скорости их разложения. Информативность этих показателей определяется тем, что они отражают соотношение поступления опада и его разложения – стадия разложения органического вещества определяет время его пребывания в соответствующем горизонте подстилки [35]. Соотношение запасов горизонтов L и F наиболее высоко в подкроновых пространствах, о минимально – у стволов. То же относится к соотношению L/H (табл. 3). Низкое значение соответствует повышенному накоплению недоразложенного детрита в составе горизонтов F и H, в то время как высокое – интенсивному разложению горизонта L без промежуточных стадий в виде других горизонтов. Возможно, стволовые воды, содержащие фенолы и таннины, ингибируют активность микроорганизмов в приствольных

пространствах [46], что подтверждено исследованиями [40].

Химические свойства лесных подстилок

Актуальная кислотность – наиболее динамичный показатель, она варьирует в пространстве в зависимости от положения в фитогенном поле эдификатора [24, 30]. Стоит отметить, что кислотность подстилок значительно ниже, чем в еловых лесах, находящихся далеко от очагов антропогенного воздействия – в ельниках Костромской области аналогичного возраста pH составляет 4 и менее [44]. В изучаемом ельнике кислотность подстилок значимо больше в приствольных пространствах, нежели в других частях тессеры, это касается всех горизонтов подстилки (табл. 4).

Причиной могут быть, в частности, кислотные продукты, поступающие с дождевыми водами и стекающие по стволу и крупным ветвям, а также кислые продукты разложения опада хвои, доля которого максимальна в приствольной части. Различия pH подстилок между кронами и окнами не столь существенны. Во всех компонентах тессеры pH подстилки уменьшается от горизонтов L к горизонтам H, что связано с процессом разложения опада.

Среди компонентов горизонта L наибольшая зольность выявлена для детрита, несколько меньшая – для хвои ели, листьев и ветоши (6–10%), самая низкая – для ветвей и шишек – 5% и менее, что в целом соответствует данным других авторов [38]. Интересно, что одни и те же компоненты характеризуются несколько разной зольностью в разных компонентах тессеры: максимальная зольность компонентов подстилки отмечена в подкроновых пространствах, в приствольных пространствах значение зольности почти всегда ниже, чем в других. В приствольном пространстве запасы зольных элементов горизонтов L и F отличаются от других участков тессеры в меньшую сторону. Меньшая зольность опада является дополнительным фактором более медленного разложения органического вещества и большей кислотности. Во всех подстилках зольность увеличивается от горизонта L к горизонту H, что связано с близостью минеральных горизонтов, воздействием мезо- и микрофауны, а также с увеличением степени разложения. Аналогичные результаты получены для ельников другими авторами [41]. Запасы зольных элементов почти во всех компонентах горизонта L характеризуются наименьшим значением в приствольных пространствах, а наибольшим – в подкроновых. Соответственно, запасы зольных элементов в легкоразлагаемых компонентах, вносящих наибольший вклад в биологический круговорот, в приствольных пространствах составляют около 5 г/м^2, а в других точках тессеры – более 13–15 г/м^2. Зольные элементы и их запас непосредственно определяют скорость разложения опада [49, 50] и, как следствие, характер органопрофиля и лесорастительных условий. В пределах тессеры распределение запасов зольных элементов не соответствует распределению запасов подстилки, видимо, из-за разного соотношения высокозольных и низкозольных фракций. Максимальная величина запаса зольных элементов в подстилке установлена в подкроновых пространствах, где отмечается также максимальная зольность ее компонентов. Запасы зольных элементов в подстилках подкроновых участков в 1.2–1.5 раза больше, чем в других точках тессеры, что, возможно, связано с дополнительным атмосферным поступлением пыли с осадками. По данным Карпачевского [15], в связи с особенностями строения кроны ели, под кроны поступает втрое больше осадков, чем в участки у ствола. Увеличение зольности подстилок за счет перераспределения осадков подтверждается тем, что наибольшие различия в запасах зольных элементов наблюдаются в горизонтах L (до 2 раз) и F (1.5 раза), уменьшаясь в горизонте H. Значительный запас зольных элементов в подстилках под кронами оказывает влияние на активность микроорганизмов. Дополнительное поступление зольных элементов, а также их значительный запас в виде легкоразлагаемых фракций (табл. 3) стимулирует работу микроорганизмов и активизирует процессы разложения, что приводит к снижению мощности подстилок. Подстилки приствольного и подкронового пространств очень близки по фракционному составу, в том числе по доле хвои, однако их мощность различается более, чем в 2 раза, что сближает последние с подстилками окон.

Таблица 3. Показатели лесных подстилок, указывающие на скорость разложения

Показатель	Ствол	Крона	Окно
Доля легкоразлагаемых компонентов, %	16 ± 2.5*	17 ± 2.4	37 ± 3.7
Запасы легкоразлагаемых и компонентов, г/м^2	77.2 ± 9.3	149 ± 21.1	179 ± 35.0
L/F	0.27	0.48	0.39
L/F ± H	0.18	0.30	0.29

* Ошибка среднего.

Эколого-ценотическая структура напочвенного покрова в целом адекватно отражает химические свойства подстилок, а также показатели, связанные со скоростью разложения. Сравнительно повышенные значения актуальной кислотности у стволов хорошо коррелируют с видами, указывающими на эти условия в рамках экологических шкал. Запасы зольных элементов, особенно в легкоразлагаемых фракциях, указывают на суще-

Таблица 4. Химические свойства лесных подстилок

Показатель	Горизонт или его компонент	Ствол	Крона	Окно
pH	L	5.49 ± 0.05*	5.73 ± 0.08	5.72 ± 0.25
	F	5.27 ± 0.10	5.57 ± 0.05	5.35 ± 0.07
	H	5.02 ± 0.04	5.08 ± 0.05	5.17 ± 0.10
Зольность, %	Листья	7.2 ± 0.57	9.8 ± 0.88	8.8 ± 1.15
	Ветошь	6.2 ± 0.85	6.8 ± 1.7	7.3 ± 2.0
	Хвоя	8.0 ± 2.61	11.3 ± 1.5	8.0 ± 0.92
	Детрит	14.7 ± 4.78	21.6 ± 2.7	23.2 ± 4.92
	Ветки	3.8 ± 0.13	5.2 ± 1.2	4.7 ± 0.71
	Шишки	3.6 ± 1.1	5.1 ± 1.0	2.7 ± 0.46
	L (средневзвешенное значение)	7.26	10.8	10.7
	F	18.2 ± 5.0	42.6 ± 1.9	39.8 ± 0.12
	H	39.3 ± 8.3	41 ± 1.8	40.0 ± 5.9
Запасы золы, г/м^2	Листья	4.68 ± 1.6	11.0 ± 3.0	10.6 ± 2.6
	Ветошь	0.14 ± 0.05	0.66 ± 0.1	1.97 ± 0.24
	Хвоя	10.2 ± 2.0	20.3 ± 2.3	4.1 ± 0.8
	Детрит	10.3 ± 1.8	35.2 ± 1.5	21.6 ± 0.9
	Ветки	5.24 ± 1.5	12.1 ± 1.6	4.93 ± 1.0
	Шишки	0.65 ± 0.05	1.4 ± 0.1	0.14 ± 0.01
	L (сумма)	31.2 ± 1.2	80.6 ± 3.5	43.3 ± 2.5
	F	455 ± 14.5	720.4	469.6 ± 10.1
	H	491 ± 60.0	419 ± 11.2	164.8 ± 7.2
	Общий запас зольных элементов	977.2	1220	677.7
Запасы зольных элементов (з.э.) в L/запасы з.э. общие		0.03	0.06	0.06
Запасы зольных элементов в легкоразлагаемых компонентах горизонта L, г/м^2		5.36	13.4	14.9

* Ошибка среднего.

ственное отличие приствольных повышений от остальных компонентов тессеры по скорости разложения и, как следствие, интенсивности биологического круговорота и экологическим условиям в целом. Специфика строения и генезиса подстилок для приствольных участков отражается в особенностях напочвенного покрова, характеризующегося преобладанием видов, указывающих в рамках шкал Раменского и Цыганова на значимо пониженные баллы трофности, соответствующие более бедным почвам. Таким образом, показатели лесных подстилок, указывающие на относительную обогащенность элементами питания, такие как зольность, запас зольных элементов в легкоразлагаемых фракциях, погоризонтное соотношение запасов органического вещества и запасов зольных элементов, связаны с характеристиками напочвенного покрова, определенными по экологическим шкалам.

ВЫВОДЫ

1. Подстилки ельника кислично-зеленчукового характеризуются значительной пространственной изменчивостью: в пределах тессеры встречаются деструктивные, ферментативные и гумифицированные подстилки с преобладанием последних. Мощность подстилок варьирует от 3 до 9 см, запасы – от 2000 до 5000 г/м^2.

2. Максимальное варьирование свойств отмечается в подстилках приствольных пространств, что свидетельствует о значительном разнообразии условий формирования подстилок в данном участке тессеры. Подстилки приствольных участков характеризуются минимальными значениями pH и минимальными запасами зольных элементов в горизонтах L и легкоразлагаемых компонентах, что соотносится с максимальным долевым участием ацидофильных видов и видов, мало требовательных к элементам питания.

3. Влияние кроны ели через поступление опада проявляется в том, что в горизонтах L подстилок приствольных и подкроновых участков в 2 раза больше долевое участие хвои и в 2 раза меньше доля легкоразлагающихся компонентов подстилки по сравнению с подстилками межкроновых пространств. Мощности подстилок, как и их запасы, уменьшаются в ряду ствол–крона–окно.

4. В результате поступления пылевых частиц из атмосферы и перераспределения атмосферных осадков в пределах кроны, в подкроновых участках отмечены максимальные запасы зольных элементов в подстилках, несмотря на средние общие запасы подстилки. Под кронами также отмечена наибольшая величина надземной биомассы, опре-

деляющая повышенное поступление зольных элементов после ее разложения. Совокупность этих факторов создает благоприятные условия для активизации процессов разложения органического вещества и снижения мощности подстилок в данном участке тессеры.

5. Показатели, характеризующие скорость разложения органического вещества (запасы зольных элементов в подстилке и ее легкоразлагаемых фракциях, соотношение мощностей и запасов горизонтов), напрямую связаны с соотношением в напочвенном покрове видов, характеризующихся разным уровнем трофности, установленным по шкалам Л.Г. Раменского и Д.Н. Цыганова.

6. Группировка видов, имеющих различное отношение к кислотности, проведенная на основе использования экологических шкал Элленберга и Цыганова, получила подтверждение в реальных показателях кислотности, характеризующих лесные подстилки.

7. В методическом отношении использование экологических шкал, группирующих виды по уровню отношения к кислотности и общей обогащенности субстрата элементами питания, следует признать дополнительной информационной базой, которую можно использовать при исследовании подстилок.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аткин А.С., Аткина Л.И.* Масса травяно-кустарничкового яруса в лесных фитоценозах // Продуктивность лесных фитоценозов. Красноярск: Изд-во ИЛиД СО АН СССР, 1984. С. 17–27.
2. *Благовещенский Ю.Н., Богатырев Л.Г., Соломатова Е.А., Самсонова В.П.* Пространственная изменчивость мощности подстилок в лесах Карелии // Почвоведение. 2006. № 9. С. 1029–1035.
3. *Богатырев Л.Г.* Генезис лесных подстилок в различных природных зонах европейской части России [Результаты многолетних исследований в лесах таежной и лесостепной зон] // Лесоведение. 1995. № 4. С. 3–12.
4. *Богатырев Л.Г.* Образование подстилок – один из важнейших процессов в лесных экосистемах // Почвоведение. 1996. № 4. С. 501–511.
5. *Богатырев Л.Г.* О классификации лесных подстилок // Почвоведение. 1990. № 3. С. 118–127.
6. *Богатырев Л.Г., Демин В.В. Матышак Г.В., Сапожникова В.А.* О некоторых теоретических аспектах исследования лесных подстилок // Лесоведение. 2004. № 4. С. 17–29.
7. *Богатырев Л.Г., Сапожникова В.А., Воедило А.А.* Трансформация органического вещества в сосновых экосистемах как один из критериев оценки интенсивности круговорота // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1999. № 3. С. 13–23.
8. *Богатырев Л.Г., Свентицкий И.А., Шарафутдинов Р.Н., Степанов А.А.* Лесные подстилки и диагностика современной направленности гумусообразования в различных географических зонах // Почвоведение. 1998. № 7. С. 783–793.
9. *Богатырев Л.Г., Щенина Т.Г., Комарова М.С.* Характеристика лесных подстилок при зарастании вырубок южнотаежной подзоны // Почвоведение. 1989. № 7. С. 106–113.
10. *Васильевкая В.Д., Зборищук Ю.Н., Ульянова Т.Ю.* Почвы и почвенный покров УОПЦ Чашниково // Развитие почвенно-экологических исследований. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. С. 25–30.
11. *Дик Н.Е., Лебедев В.Г., Соловьев А.И., Спиридонов А.И.* Рельеф Москвы и Подмосковья. М.: Изд-во географ. литры, 1949. 194 с.
12. *Ефремова Т.Т., Секретенко О.П., Аврова А.Ф., Ефремов С.П.* Геостатистический анализ пространственной изменчивости запасов зольных веществ в подстилке болотных березняков Западной Сибири // Почвоведение. 2013. № 1. С. 56–66.
13. *Иванов А.В., Браун М., Замолодчиков Д.Г., Лынов Д.В., Панфилова Е.В.* Лесные подстилки как звено цикла углерода хвойно-широколиственных насаждений южного приморья // Почвоведение. 2018. № 10. С. 1226–1233 https://doi.org/10.1134/S0032180X18100052
14. *Ильина Т.М., Сапожников А.П.* Лесные подстилки как компонент лесного биогеоценоза // Вестник КрасГАУ, 2007. № 5. С. 45–48.
15. *Карпачевский Л.О.* Динамика свойств почвы. М.: ГЕОС, 1997. 169 с.
16. *Карпачевский Л.О.* Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 312 с.
17. *Карпачевский Л.О., Зубкова Т.А., Ташнинова Л.Н., Руденко Р.Н.* Почвенный покров и парцеллярная структура лесного биогеоценоза // Лесоведение. 2007. № 6. С. 107–113.
18. *Кириллова Н.П., Силева Т.М., Ульянова Т.Ю., Розов С.Ю., Ильяшенко М.А., Макаров М.И.* Цифровая почвенная карта УОПЭЦ Чашниково МГУ им. М.В. Ломоносова // Вестник Моск. ун-та. сер. 17, почвоведение. 2015. № 2. С. 22–29. https://doi.org/10.3103/S0147687415020039
19. *Кириллова Н.П., Силева Т.М., Ульянова Т.Ю., Розов С.Ю., Смирнова И.Е.* Цифровая крупномасштабная карта почвообразующих пород и принципы ее составления // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2017. № 3. С. 3–9.
20. *Клещева Е.А.* Использование экологических шкал для индикации современного состояния лесных сообществ (На примере сосновых лесов) // Экология. 2007. № 2. С. 104–110.
21. *Копцик Г.Н., Багдасарова Т.В., Горленко О.В.* Взаимосвязи видового разнообразия растений и свойств почв в экосистемах южной тайги // Бюл. МОИП. отд. биол. 2001. Т. 106. Вып. 2. С. 31–38.
22. *Кузнецов В.А., Рыжова И.М., Стома Г.В.* Изменение лесных экосистем мегаполиса под влиянием рекреационного воздействия // Почвоведение. 2019. № 5. С. 633–642. https://doi.org/10.1134/S0032180X1905006X
23. *Лиханова Н.В.* Роль растительного опада в формировании лесной подстилки на вырубках ельников средней тайги // Изв. вузов. Лесн. журн. 2014. № 3. С. 52–66.
24. *Лукина Н.В., Горбачева Т.Т., Никонов В.В., Лукина М.А.* Пространственная изменчивость кислотности AL-Fe-гумусовых подзолов // Почвоведение. 2002. № 2. С. 163–173.
25. *Лукина Н.В., Орлова М.А., Исаева Л.Г.* Плодородие лесных почв как основа взаимосвязи почва-растительность // Лесоведение. 2010. № 5. С. 45–56.
26. *Макарова Н.В., Макаров О.А.* стратиграфии четвертичных отложений центра Русской равнины (дискуссионные вопросы) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4, геология. 2004. № 6. С. 19–25.
27. *Надпорожская М.А., Зубкова Е.В., Фролов П.В., Быховец С.С., Чертов О.Г.* Соподчиненность почвенных условий и растительных сообществ в сосняках как следствие действия комплекса факторов // Вестник ТвГУ. Сер. Биология и экология. 2018. С. 122–138.

28. *Ниценко А.А.* Об изучении экологической структуры растительного покрова // Бот. журн. 1969. Т. 54. № 7. С. 1002–1014.
29. *Орешкина Н.С.* Статистические оценки пространственной изменчивости почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. С. 14–18.
30. *Орлова М.А., Лукина Н.В., Смирнов В.Э., Краснов Д.А., Камаев И.О.* Плодородие почв еловых лесов Хибинских гор // Почвоведение. 2012. № 6. С. 682–694.
31. *Орлова М.А., Лукина М.В., Смирнов В.Э.* Методические подходы к отбору образцов лесной подстилки с учетом мозаичности лесных биогеоценозов // Лесоведение. 2015. № 3. С. 214–221.
32. *Подвезенная М.А., Рыжова И.М.* Изменчивость содержания и запасов углерода в почвах лесных биогеоценозов южной тайги // Лесоведение. 2011. № 1. С. 52–60.
33. Почвенно-агрономическая характеристика Чашниково. Ч. 1. М: Изд-во Моск. ун-та, 1986. С. 93.
34. *Раменский Л.Г., Цаценкин И.А., Чижиков О.Н., Антипов Н.А.* Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову. М.: Сельхозгиз., 1956. 472 с.
35. *Решетникова Т.В.* Лесные подстилки как депо биогенных элементов // Вестник КрасГАУ. 2011. № 12. С. 74–82.
36. *Рыжова И.М., Подвезенная М.А.* Пространственная вариабельность запасов органического углерода в почвах лесных и степных биогеоценозов // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1429–1437.
37. *Сапожников А.П.* Лесная подстилка – номенклатура, классификация, индексация // Почвоведение. № 5. 1984. С. 54–63.
38. *Семенюк О.В., Богатырев Л.Г., Ваганова М.А.* Характеристика подстилок парковых насаждений исторических ландшафтов на примере музея-усадьбы “Архангельское” // Бюл. Московского общества испытателей природы. Отдел биологический. 2017. Т. 122. № 5. С. 37–49.
39. *Семенюк О.В., Ильяшенко М.А.* Пространственная изменчивость почвенных свойств разновозрастных сосняков пейзажной части паркового комплекса “Архангельское” // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2013. № 1. С. 23–29.
40. *Сизоненко Т.А., Загирова С.В., Хабибуллина Ф.М.* Микробные сообщества в подстилке ельника черничного средней тайги // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1221–1228.
41. *Соломатова Е.А.* Фракционный и компонентный состав лесных подстилок ельников-черничников восточной Фенноскандии // Лесоведение. 2013. № 6. С. 37–46.
42. *Сорокина Н.П.* Региональная модель почвенно-ландшафтных связей (на примере Клинско-дмитровской гряды // Почвоведение. 1998. № 4. С. 389–398.
43. *Сунгурова Н.Р.* Изменение видового состава живого напочвенного покрова в культурах сосны и ели // Экологические проблемы севера. 2005. Вып. 8. С. 103–106.
44. *Телеснина В.М., Ваганов И.Е., Карлсен А.А., Иванова А.Е., Жуков М.А., Лебедев С.М.* Особенности морфологии и химических свойств пост-агрогенных почв южной тайги на легких отложениях (Костромская область) // Почвоведение. 2016. № 1. С. 115–129.
45. *Телеснина В.М., Семенюк О.В., Богатырев Л.Г.* Свойства лесных подстилок во взаимосвязи с напочвенным покровом в лесных экосистемах Подмосковья (на примере УОПЭЦ “Чашниково”) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2017. № 4. С. 11–20.
46. *Фомичева О.А., Полянская Л.М., Никонов В.В., Лукина Н.В., Орлова М.А., Исаева Л.Г., Звягинцев Д.Г.* Численность и биомасса почвенных микроорганизмов в коренных старовозрастных северо-таежных еловых лесах // Почвоведение. 2006. № 12. С. 1469–1478.
47. *Ханина Л.Г., Грозовская И.С., Смирнов В.Э.* Анализ базы данных по биомассе лесного напочвенного покрова для моделирования его динамики в круговоротных моделях лесных экосистем // Хвойные леса бореальной зоны. 2013. Т. XXXI. № 1–2. С. 22–29.
48. *Цыганов Д.Н.* Фитоиндикация экологических режимов в подзоне хвойно-широколиственных лесов. М.: Наука, 1983. 196 с.
49. *Berg B.* Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils // Forest Ecology end Management. 2000. V. 133. № 1–2. P. 13–23.
50. *Berg B., McClaugherty C.* Plant litter. Decomposition, humus formation, carbon sequestration. Berlin: Springer-Verlag, 2008. 340 p.
51. *Bilby R.E., Heffner J.T.* Factors influencing litter delivery to streams // Forest Ecology and Management. 2016. V. 369. P. 29–37.
52. *Cao B., Domke G.M., Russell M.B., Walters B.F.* Spatial modeling of litter and soil carbon stocks on forest land in the conterminous United States // Sci. Total Environ. 2019. V. 654. P. 94–106.
53. *Djukic I., Kepfer-Rojas S., Schmidt I.K., Larsen K.S.* Early stage litter decomposition across biomes // Sci. Total Environ. 2018. V. 628–629. P. 1369–1394.
54. *Ellenberg H.* Zeigerwerte der Gefasspflanzen Mitteleuropas. Gottingen: Goltze. 1974. 97 p.
55. *Enkhmaa E., Xuehua Y., Congwen W., Zhenying H., Johannes H.C. Cornelissen.* Positive and negative effects of UV irradiance explain interaction of litter position and UV exposure on litter decomposition and nutrient dynamics in a semi-arid dune ecosystem // Soil Biol. Biochem. 2018. V. 124. P. 245–254.
56. *Frouz J.* Effects of soil macro- and mesofauna on litter decomposition and soil organic matter stabilization // Geoderma. 2018. V. 332. P. 161–172.
57. *Jie D., Jianzhi N., Zhaoliang G., Xiongwen C., Zhijun Z.* Effects of rainfall intensity and slope on interception and precipitation partitioning by forest litter layer // Catena. 2019. V. 172. P. 711–718.
58. *Johansson M.B., Berg B., Meentemeyer V.* Litter massloss rates in late stages of de-composition in a climatic transect of pine forests. Long-term decomposition in a Scots pine forest. IX // Can. J. Bot. 1995. V. 73. P. 1509–1521.
59. *Joly F.X., Coulis M., Gérard A., Fromin N., Hättenschwiler S.* Litter-type specific microbial responses to the transformation of leaf litter into millipede feces // Soil Biol. Biochem. 2015. V. 86. P. 17–23.
60. *Landolt E.* Okologische Zeigerwerts zur Sweizer Flora // Veroff. Geobot. Inst. ETH. Zurich. 1977. H. 64. P. 1–208.
61. *Lucas-Borja M.E., J. Hedo J.S., Yang Y., Shen Y., Candel-Pérez D.* Nutrient, metal contents and microbiological properties of litter and soil along a tree age gradient in Mediterranean forest ecosystems // Sci. Total Environ. 2019. V. 650. P. 749–758.
62. *Lucisine P., Lecerf A., Danger M., Felten V., Maunoury-Danger F.* Litter chemistry prevails over litter consumers in mediating effects of past steel industry activities on leaf litter decomposition // Sci. Total Environ. 2015. V. 537. P. 213–224.
63. *Maes S.L., Blondeel H., Perring M.P., Depauw L., Verheyen K.* Litter quality, land-use history, and nitrogen deposition effects on topsoil conditions across European temperate deciduous forests // Forest Ecology and Management. 2019. V. 433. P. 405–418.
64. *Morrison E.W., Pringle A., Linda T.A. van Diepen, Grandy A.S., Frey S.D.* Warming alters fungal communities and litter chemistry with implications for soil carbon stocks // Soil Biol. Biochem. 2019. V. 132. P. 120–130.
65. *Mukesh K.G., Kwang-Sik L., Björn B., Byeong-Yeol S., Jeh-Yeong Y.* Trends of major, minor and rare earth elements in decomposing litter in a cool temperate ecosystem, South Korea // Chemosphere. 2019. V. 222. P. 214–226.
66. *Ochoa-Hueso R., Delgado-Baquerizo M., Tuan An King P., Benham M., Power S.A.* Ecosystem type and resource quality are more important than global change drivers in regulating early stages of litter decomposition // Soil Biol. Biochem. 2019. V. 129. P. 144–152.
67. *Orlova M., Lukina M., Tutubalina O., Smirnov V., Isaeva L., Hofgaard A.* Soil nutrients spatial variability in forest-tundra ecotones on the Kola peninsula, Russia // Biogeochemistry. 2013.

V. 113. P. 283–305.
https://doi.org/10.1007/s10533-012-9756-6

68. *Otsing E., Barantal S., Anslan S., Koricheva J.* Litter species richness and composition effects on fungal richness and community structure in decomposing foliar and root litter // Soil Biol. Biochem. 2018. V. 125. P. 328–339.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.08.006
69. *Patoine G., Thakur M.P., Friese J., Nock C., Eisenhauer N.* Plant litter functional diversity effects on litter mass loss depend on the macro-detritivore community // Pedobiologia. 2017. V. 65. P. 29–42.
70. *Qiqian W.* Effects of snow depth manipulation on the releases of carbon, nitrogen and phosphorus from the foliar litter of two temperate tree species // Sci. Total Environ. 2018. V. 643. P. 1357–1365.
71. *Stirling E., Macdonald L.M., Smernik R.J., Cavagnaro T.R.* Post fire litters are richer in water soluble carbon and lead to increased microbial activity // Appl. Soil Ecology. 2019. V. 136. P. 101–105.
72. *Stirling E., Smernik R.J., Macdonald L.M., Cavagnaro T.R.* The effect of fire affected Pinus radiata litter and char addition on soil nitrogen cycling // Sci. Total Environ. 2019. V. 664. P. 276–282.
73. *Toko T., Saori F., Lijuan S., Yasuhiro H., Nagamitsu M.* Leachate from fine root litter is more acidic than leaf litter leachate: A 2.5-year laboratory incubation // Sci. Total Environ. 2018. V. 645. P. 179–191.
74. *Tresch S., Frey D., Renée-Claire Le Bayon, Zanetta A., Moretti M.* Litter decomposition driven by soil fauna, plant diversity and soil management in urban gardens // Sci. Total Environ. 2019. V. 658. P. 1614–1629.
75. *Wenya X., Han Y.H. Chen, Praveen K., Chen C., Qingwei G.* Multiple interactions between tree composition and diversity and microbial diversity underly litter decomposition // Geoderma. 2019. V. 341. P. 161–171.
https://doi.org/10.1111/mec.12481
76. *Xiaoxi Z., Boya W., Zengwen L.* Coniferous litter extracts inhibit the litter decomposition of Catalpa fargesii Bur and Eucommia ulmoides Oliver // Acta Oecologica. 2018. V. 93. P. 7–13.
77. *Yajun X., Yonghong X., Huayun X., Xinsheng C., Feng L.* The effects of simulated inundation duration and frequency on litter decomposition: A one-year experiment // Limnologica. 2019. V. 74. P. 8–13.

Assessment of Intra-Biogeocenotic Variability of Forest Litter and Grass-Shrub Vegetation in Spruce Forest

O. V. Semenyuk[1], V. M. Telesnina[1, *], L. G. Bogatyrev[1], A. I. Benediktova[1], and Ya. D. Kuznetsova[1]

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

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

The differences in ground cover species composition in spruce forest, depending on the location in tessera, were identified. Tessera is perceived as an area comprising the near-trunk space, under-crown space and space between crowns with different ecological conditions in each although formed by spruce as tree edificator. From under-trunk spaces to those between crowns, the diversity of ecological groups, the abundance of species, and the share of nemoral photophilous species demanding for nutrient elements are observed to increase. The thickness and reserves of litters decrease from the under-trunk spaces to "windows". Besides, the location in tessera determines litter composition, as well as volumes of litter subhorizons ratios. The litters of under-trunk spaces are characterized by minimum pH values and minimum ash elements supply in L horizons, as well as in easily decomposing falloff components. These facts well agree with high part of acidophilic species and species with little nutrient demands. Indices for the rate of organic matter decomposition (the part of easily decomposing components in L horizon, ash elements supply in litter and its easily decomposing components, ratio of L-F-H subhorizons' thickness and reserves), are directly related to the ratio of species in the ground cover with different requirements for nutrient elements, as recorded by ecological schedules. Thus, spruce as edificator, creates significant differences in litter morphological and chemical properties in different tessera components; these properties are adequately reflected by species composition and ecological structure of the ground cover.

Keywords: forest ecosystems, detritus, tessera, Moscow oblast, Albic Retisol (Loamic, Ochric), trees-edificators

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 44–55

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.436

ПАРАМЕТРЫ ЗАВИСИМОСТИ ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВ ОТ ВЛАЖНОСТИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКСТУРНЫХ КЛАССОВ

© 2020 г. Т. А. Архангельская*

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

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

Поступила в редакцию 20.03.2019 г.
После доработки 15.05.2019 г.
Принята к публикации 22.05.2019 г.

Приведены параметры зависимости температуропроводности почвы от влажности для восьми текстурных классов. Использованы экспериментальные зависимости температуропроводности от влажности, полученные ранее для минеральных почв европейской части России. В процессе работы анализировали данные для 77 почвенных образцов ненарушенного сложения, включавших песок рыхлый, песок связный, супесь, суглинок легкий, суглинок средний, суглинок тяжелый, глину легкую, глину среднюю. Температуропроводность образцов, измеренная методом регулярного режима при различной влажности, менялась в широком диапазоне от 0.77×10^{-7} до 10.09×10^{-7} м^2/с. При параметризации зависимостей температуропроводности от влажности применяли метод группировки почв по текстурным классам. Группировку проводили в двух вариантах, используя классификации Долгова и Качинского. Для каждого из выделенных текстурных классов рассчитывали параметры зависимости температуропроводности от влажности, используя все экспериментальные точки, относящиеся к этому классу, и аппроксимируя их предложенной ранее четырехпараметрической функцией. Точность аппроксимации экспериментальных точек расчетными кривыми оценивали с помощью индекса согласия Уиллмотта. Наибольшее значение индекса согласия (0.845) получено для средних глин, выделенных по Долгову, наименьшее (0.532) – для супесей. Индекс согласия для всей выборки составил 0.699 при выделении классов по Долгову и 0.688 при выделении классов по Качинскому. Дополнительно были получены параметры генеральной средней кривой, построенной по всем имеющимся данным. Индекс согласия между генеральной средней кривой и экспериментальными данными составил лишь 0.554, что подтверждает эффективность группировки почв по текстурным классам.

Ключевые слова: математическое моделирование, метод группировки, пески, суглинки, глины

DOI: 10.31857/S0032180X20010037

ВВЕДЕНИЕ

Температуропроводность почвы равна отношению ее теплопроводности к объемной теплоемкости и меняется при изменении этих двух показателей. Если теплопроводность, то есть способность почвы проводить тепло, увеличивается, то увеличивается и температуропроводность; температура глубинных слоев почвы при этом становится более чувствительной к изменениям температуры поверхности. Наоборот, увеличение теплоемкости, то есть затрат тепла на приращение температуры почвы, приводит к уменьшению температуропроводности и, следовательно, снижает отклик температуры в глубине профиля на изменение внешних условий. Таким образом, температуропроводность, отражающая температурную чувствительность почвы, может меняться как вследствие изменений в способности почвы проводить тепло, так и вследствие изменений в ее тепловой инерционности, или теплоемкости. И теплопроводность почв, и теплоемкость существенно меняются с изменением влажности, и это приводит к тому, что температуропроводность почв тоже существенно меняется с влажностью [4, 7, 8, 10, 15, 22, 23, 33, 35]. Диапазон изменчивости температуропроводности с влажностью для конкретной почвы и вид кривой $\kappa(\theta)$, где κ – температуропроводность, θ – объемная влажность, зависят в первую очередь от гранулометрического состава почвы, плотности почвы и содержания в ней органического вещества [9, 10, 22, 23].

Скорость прогревания и охлаждения почвы при различной влажности определяется ее температуропроводностью, поэтому в работе [4] было предложено считать зависимость $\kappa(\theta)$ основной теплофизической характеристикой почвы. Детальное исследование хода кривой $\kappa(\theta)$ позволяет оценить чувствительность температуропроводности к изменениям влажности почвы, что может быть полезно при получении долговременных

прогнозов температуры почвы, а также при обсуждении проблем, связанных с генезисом и функционированием почвенного покрова [5, 6].

Во многих современных публикациях по тепловым свойствам почв обсуждается, главным образом, теплопроводность [24, 26, 34, 38, 39, 41]. В климатических и гидрологических моделях данные по экспериментально измеренной либо рассчитанной теплопроводности почвы дополняются расчетными значениями объемной теплоемкости, которая оценивается с использованием аддитивной модели де Фриза [27, 30, 37, 42]. Модель де Фриза [27] была построена на небольшом объеме данных, и многие авторы выражали сомнения по поводу численных значений входящих в модель де Фриза параметров, таких как теплоемкость органического вещества почвы и теплоемкость воды в почве [1, 11, 12, 18]. Поэтому представляется, что при прогнозировании температурного режима почв использование лишь одного непосредственно измеренного либо рассчитанного теплового параметра, а именно температуропроводности, должно приводить к более точным прогнозам температурного режима почв, чем использование теплопроводности и теплоемкости, то есть двух тепловых параметров, каждый из которых оценивается с некоторой погрешностью. В настоящее время многие авторы исследуют и моделируют температуропроводность почв [3, 4, 19, 20, 22, 25, 28, 29, 35, 40, 44]. В большинстве случаев эти работы сделаны на небольшом количестве образцов и имеют региональный характер.

При моделировании температуропроводности почв обычно применяют эмпирический подход, основанный на использовании экспериментальных зависимостей температуропроводности от влажности, которые аппроксимируют некоторой функцией. Затем статистическими методами получают регрессионные соотношения, позволяющие рассчитывать параметры аппроксимирующей функции по данным об основных свойствах почвы, в первую очередь о гранулометрическом составе и плотности либо содержании органического вещества [3, 23, 20, 44]. Аналогичные процедуры используются при моделировании гидрологических свойств почв [36].

В гидрологии почв при построении математических моделей хорошие результаты дает группировка почв [32]. При использовании этого подхода происходит горизонтальное разветвление модели, например, для почв разного гранулометрического состава получают разные регрессионные соотношения для параметров интересующей зависимости [31]. Разветвление по гранулометрическому составу применяется и при моделировании температуропроводности почв [16, 23, 44]. Второй подход, широко применяемый в настоящее время в гидрологии, – это введение вертикальной иерархии моделей: в зависимости от объема доступных данных об основных свойствах почвы используется та модель, которая учитывает имеющиеся данные и может работать без введения дополнительной информации. При этом появляется возможность получить модельные оценки даже при минимуме входных данных. Например, компьютерная программа ROSETTA позволяет рассчитать параметры кривой водоудерживания по данным о гранулометрическом составе почвы, а также получить приблизительную оценку параметров кривой водоудерживания, исходя лишь из информации о принадлежности почвы к тому или иному текстурному классу по классификации USDA [36]. При этом оказывается, что при использовании программы ROSETTA учет процентного содержания гранулометрических фракций почти не улучшает точности расчетных оценок влажности почвы по сравнению с вариантом, когда указывается лишь принадлежность почвы к текстурному классу и используется средняя кривая водоудерживания для данного класса [36].

В данной статье представлены алгоритмы расчета температуропроводности почвы при различной влажности, основанные на экспериментальных данных для 77 образцов почв различного гранулометрического состава от рыхлых песков до средних глин. Эти алгоритмы представляют собой модель первого иерархического уровня, поскольку в качестве входных данных используются лишь названия текстурных классов. Выходными данными модели являются табулированные параметры зависимости температуропроводности от влажности, различные для разных текстурных классов.

При разбиении имеющихся экспериментальных данных на текстурные классы были использованы и сопоставлены два подхода, которые упоминаются в современном руководстве “Теории и методы физики почв” [21] как принадлежащие Качинскому [14] и Долгову [13]. В обоих случаях для идентификации текстурной принадлежности почвы используется содержание физической глины, то есть частиц размером менее 1×10^{-5} м. При применении классификации Качинского границы между текстурными классами оказываются разными для почв разных типов почвообразования [14]. Например, почва с содержанием физической глины 55% по классификации Качинского является легкой глиной, если это почва подзолистого типа почвообразования, и тяжелым суглинком, если это почва степного типа почвообразования с высокой потенциальной способностью к агрегированию. Воронин отмечал [8], что не все приняли предложение Качинского учитывать тип почвообразования при определении названия почвы по гранулометрическому (механическому) составу. В методическом руководстве под редакцией Долгова [13] подчеркивается, что классификация почв по механическому составу должна основываться исключительно на содержании в почве частиц различного размера, и соответственно классификация Долгова является единой для почв всех типов. При

выделении текстурных классов по Долгову предлагается использовать одни и те же градации содержания физической глины, а именно те, которые в классификации Качинского используются для почв подзолистого типа почвообразования.

В целом при разработке математических моделей предпочтительно использовать формальный количественный подход, исключающий качественные показатели, зависящие от субъективной оценки эксперта. Кроме того, при сравнении разных моделей сопоставимой точности предпочтительной считается та модель, которая требует меньше входных данных. Поэтому подход Долгова, при котором для отнесения почвы к тому или иному текстурному классу требуется указать лишь содержание физической глины, кажется на первый взгляд предпочтительным по сравнению с подходом Качинского. Но для обоснованного выбора между классификациями Долгова и Качинского в контексте обсуждаемой проблемы следует сравнить точность расчетных оценок температуропроводности почвы при использовании двух вариантов группировки почв по текстурным классам: без учета типа почвообразования и с учетом последнего.

В процессе работы группировку имеющихся данных по гранулометрическому составу проводили в двух упомянутых выше вариантах с целью сопоставить результаты моделирования и выяснить, какой из вариантов разбиения на текстурные классы позволит лучше объединить почвы с близкой температуропроводностью. Целью работы было получение серии уравнений, позволяющих рассчитывать температуропроводность почв различного гранулометрического состава при различной влажности на основе информации об их принадлежности к тому или иному текстурному классу.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

При построении модельных кривых использовали экспериментальные зависимости температуропроводности от влажности, полученные ранее для песчаных, супесчаных, суглинистых и глинистых почв европейской части России [4, 7, 15, 17]. Объекты исследования включали дерново-подзолистые слабодифференцированные супесчаные и песчаные пахотные почвы (Brunic Arenosols and Anthrosol) (УОПЭЦ “Чашниково”, Московская область, 56°2′ N, 37°10′ E), дерново-слабоподзолистые песчаные почвы (Albic Retisols) (Приокско-Террасный биосферный заповедник, Московская область, 54°55′ N, 37°34′ E), суглинистые серые лесные почвы и почвы со вторым гумусовым горизонтом (Typic Eutroboralfs, Pachic Argiborolls) (Владимирское ополье, 56°23′ N, 40°25′ E), светло-серую лесную окультуренную среднесуглинистую почву (Albic Luvisol) (“Заокские питомники”, Тульская область, 54°36′ N, 37°26′ E), чернозем обыкновенный среднемощный легкоглинистый (Haplic Chernozem (Clayic, Pachic) (“Каменная степь”, Воронежская область, 51°03′ N, 40°43′ E), луговато-черноземную выщелоченную среднесуглинистую пахотную почву (Epigleyic Chernic Phaeozem) (хутор Игнатьевский, Республика Адыгея, 44°50′ N, 40°30′ E).

Образцы ненарушенного сложения отбирали, врезая в почву тонкостенный металлический цилиндр. Высота и диаметр образцов из Каменной степи были равны 0.07 и 0.05 м; остальных образцов – 0.10 и 0.038 м.

Температуропроводность образцов определяли в лаборатории, применяя метод регулярного режима [4, 22, 33]. Для каждого образца проводили серию измерений в режиме нагревания образца от 20 до 25°C и получали зависимость эффективной температуропроводности от влажности в диапазоне от капиллярного насыщения до воздушно-сухого состояния.

Статистический анализ проводили для 77 образцов, используя 836 экспериментальных значений температуропроводности почв при различной влажности. Плотность образцов из использованной выборки менялась от 860 до 1820 кг/м^3, содержание углерода – от 0.1 до 6.5%, содержание физической глины – от 1 до 76%, температуропроводность – от 0.77×10^{-7} до 10.09×10^{-7} м^2/с (табл. 1).

В большинстве случаев температуропроводность исследованных почв увеличивалась с влажностью, выходя на постоянный уровень; в некоторых случаях при высоких значениях влажности наблюдалось некоторое уменьшение температуропроводности, и на экспериментальной кривой возникал максимум. Минимумы температуропроводности наблюдались при невысоких значениях влажности, в диапазоне 0.00–0.15 м^3/м^3; максимумы – при влажности от 0.08 до 0.54 м^3/м^3. В целом температуропроводность с изменением влажности менялась в 1.7–3.7 раза, лишь в двух случаях отношение максимальной температуропроводности к минимальной составило 4.4 и 5.0. Значения минимальной температуропроводности для отдельных образцов варьировали в пределах $(0.77–4.21) \times 10^{-7}$ м^2/с; значения максимальной температуропроводности – в пределах $(2.27–10.09) \times 10^{-7}$ м^2/с.

Разбиение по текстурным классам проводили в двух вариантах, используя классификации Долгова [13] и Качинского [14]. При использовании классификации Долгова было выделено 6 рыхлых песков, 8 связных песков, 4 супеси, 2 легких суглинка, 11 средних суглинков, 27 тяжелых суглинков, 6 легких глин и 13 средних глин. При использовании классификации Качинского некоторые тяжелые суглинки и глины, относящиеся к степному типу почвообразования, были отнесены к более легким классам. В результате количество песков, супесей и легких суглинков не изменилось по сравнению с классификацией Долгова, количество средних суглинков увеличилось до 21, тяже-

Таблица 1. Содержание физической глины (ФГ), диапазоны влажности (θ) и температуропроводности (κ) в использованных образцах

№	Код* почвы	Название почвы по гранулометрическому составу**	Горизонт	Глубина, м	ФГ, %	θ, $м^3/м^3$	κ, $м^2/с$	Источник
1	A	Суглинок средний	Ap	0.05–0.15	33	0.02–0.37	$(2.33–4.21) \times 10^{-7}$	[15]
2	A	Суглинок средний	Ap	0.05–0.15	35	0.01–0.38	$(2.30–4.28) \times 10^{-7}$	[15]
3	A	Суглинок средний	Ap	0.05–0.15	35	0.01–0.40	$(2.29–4.40) \times 10^{-7}$	[15]
4	A	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1B	0.45–0.55	43	0.02–0.34	$(2.44–4.37) \times 10^{-7}$	[15]
5	A	Суглинок тяжелый	A1B	0.45–0.55	45	0.02–0.35	$(2.60–4.62) \times 10^{-7}$	[15]
6	A	Суглинок тяжелый	A1B	0.45–0.55	48	0.02–0.33	$(2.38–4.37) \times 10^{-7}$	[15]
7	B	Песок связный	Ap	0.05–0.15	9	0.01–0.32	$(2.40–5.91) \times 10^{-7}$	[15]
8	B	Песок связный	Ap	0.05–0.15	7	0.01–0.32	$(2.61–5.60) \times 10^{-7}$	[15]
9	B	Песок связный	Ap	0.05–0.15	8	0.01–0.29	$(2.10–5.09) \times 10^{-7}$	[15]
10	B	Песок рыхлый	A2B	0.45–0.55	3	0.01–0.26	$(2.83–7.42) \times 10^{-7}$	[15]
11	B	Песок рыхлый	A2B	0.45–0.55	2	0.01–0.26	$(1.94–6.52) \times 10^{-7}$	[15]
12	B	Песок рыхлый	A2B	0.45–0.55	2	0.01–0.23	$(2.28–5.44) \times 10^{-7}$	[15]
13	B	Супесь	Ap	0.05–0.15	21	0.02–0.36	$(2.39–5.12) \times 10^{-7}$	[15]
14	B	Супесь	Ap	0.05–0.15	20	0.02–0.38	$(2.13–4.49) \times 10^{-7}$	[15]
15	B	Супесь	Ap	0.05–0.15	20	0.02–0.36	$(2.30–5.24) \times 10^{-7}$	[15]
16	B	Песок связный	A2B	0.45–0.55	8	0.01–0.27	$(4.21–9.09) \times 10^{-7}$	[15]
17	B	Песок связный	A2B	0.45–0.55	9	0.01–0.26	$(4.14–9.06) \times 10^{-7}$	[15]
18	B	Песок связный	A2B	0.45–0.55	9	0.01–0.27	$(4.02–9.20) \times 10^{-7}$	[15]
19	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	Ap	0.05–0.15	40	0.05–0.35	$(1.44–3.69) \times 10^{-7}$	[17]
20	C	Глина легкая (Суглинок тяжелый)	Ap	0.05–0.15	50	0.06–0.38	$(1.20–3.08) \times 10^{-7}$	[17]
21	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	Ap	0.05–0.15	42	0.07–0.37	$(1.45–4.11) \times 10^{-7}$	[17]
22	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1	0.30–0.40	42	0.06–0.45	$(1.21–3.53) \times 10^{-7}$	[17]
23	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1	0.30–0.40	43	0.05–0.43	$(1.34–3.70) \times 10^{-7}$	[17]
24	C	Суглинок средний	A1	0.30–0.40	39	0.06–0.43	$(1.35–3.85) \times 10^{-7}$	[17]
25	C	Суглинок средний	A1B	0.46–0.56	39	0.04–0.36	$(1.35–2.96) \times 10^{-7}$	[17]
26	C	Суглинок средний	A1B	0.46–0.56	39	0.05–0.38	$(1.51–3.73) \times 10^{-7}$	[17]
27	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1B	0.46–0.56	40	0.05–0.37	$(1.57–3.54) \times 10^{-7}$	[17]
28	D	Песок связный	Ap	0.05–0.15	5	0.00–0.38	$(2.42–7.79) \times 10^{-7}$	[15]
29	D	Песок рыхлый	BC	0.25–0.35	3	0.00–0.30	$(3.00–9.93) \times 10^{-7}$	[15]
30	D	Супесь	C1	0.70–0.80	19	0.01–0.21	$(4.11–9.69) \times 10^{-7}$	[15]
31	D	Суглинок легкий	C2g	0.90–1.00	29	0.04–0.33	$(2.04–5.28) \times 10^{-7}$	[15]
32	D	Песок связный	AE	0.04–0.14	8	0.00–0.34	$(2.45–7.58) \times 10^{-7}$	[15]
33	D	Песок рыхлый	B(BC)	0.25–0.35	3	0.00–0.24	$(2.22–9.84) \times 10^{-7}$	[15]
34	D	Песок рыхлый	C1	0.65–0.75	1	0.01–0.23	$(2.00–10.09) \times 10^{-7}$	[15]
35	D	Суглинок легкий	C2	0.90–1.00	26	0.01–0.25	$(3.11–8.14) \times 10^{-7}$	[15]
36	E	Глина средняя (Глина легкая)	Ap	0–0.07	68	0.07–0.45	$(1.44–2.69) \times 10^{-7}$	[7]
37	E	Глина средняя (Глина легкая)	Ap	0–0.07	68	0.07–0.43	$(1.05–2.48) \times 10^{-7}$	[7]
38	E	Глина средняя (Глина легкая)	Ap	0.10–0.17	70	0.08–0.38	$(0.77–2.69) \times 10^{-7}$	[7]

Таблица 1. Продолжение

№	Код* почвы	Название почвы по гранулометрическому составу**	Горизонт	Глубина, м	ФГ, %	θ, $м^3/м^3$	к, $м^2/с$	Источник
39	E	Глина средняя (Глина легкая)	Ap	0.10–0.17	70	0.09–0.44	$(0.77–2.89) \times 10^{-7}$	[7]
40	E	Глина средняя (Глина легкая)	A1	0.30–0.37	73	0.10–0.43	$(0.86–2.58) \times 10^{-7}$	[7]
41	E	Глина средняя (Глина легкая)	AB	0.46–0.53	72	0.06–0.38	$(0.93–2.87) \times 10^{-7}$	[7]
42	E	Глина средняя	Bca	0.86–0.93	76	0.07–0.38	$(0.98–3.12) \times 10^{-7}$	[7]
43	E	Глина средняя (Глина легкая)	Asod	0–0.07	68	0.06–0.45	$(1.00–2.60) \times 10^{-7}$	[7]
44	E	Глина средняя (Глина легкая)	Asod	0–0.07	65	0.06–0.47	$(0.82–2.32) \times 10^{-7}$	[7]
45	E	Глина легкая	A1	0.12–0.19	64	0.06–0.42	$(0.78–2.27) \times 10^{-7}$	[7]
46	E	Глина средняя (Глина легкая)	A1	0.12–0.19	65	0.07–0.40	$(0.90–2.31) \times 10^{-7}$	[7]
47	E	Глина средняя (Глина легкая)	A1	0.40–0.47	70	0.06–0.46	$(0.90–2.56) \times 10^{-7}$	[7]
48	E	Глина средняя (Глина легкая)	B	0.75–0.82	73	0.07–0.40	$(1.01–3.33) \times 10^{-7}$	[7]
49	E	Глина средняя (Глина легкая)	Bca	1.05–1.12	73	0.06–0.37	$(0.98–3.26) \times 10^{-7}$	[7]
50	F	Суглинок тяжелый	Ap	0.13–0.23	42	0.04–0.43	$(1.72–4.71) \times 10^{-7}$	[4]
51	F	Глина легкая	B	0.30–0.40	55	0.05–0.44	$(1.56–4.87) \times 10^{-7}$	[4]
52	J	Суглинок тяжелый	Ap	0.14–0.24	43	0.05–0.43	$(2.40–5.02) \times 10^{-7}$	[4]
53	J	Суглинок тяжелый	EB	0.30–0.40	41	0.06–0.44	$(2.98–5.90) \times 10^{-7}$	[4]
54	H	Суглинок тяжелый	Ap	0.14–0.24	41	0.06–0.46	$(1.80–4.35) \times 10^{-7}$	[4]
55	H	Суглинок тяжелый	Ah	0.30–0.40	45	0.05–0.54	$(1.69–3.37) \times 10^{-7}$	[4]
56	H	Суглинок тяжелый	EB	0.65–0.75	49	0.06–0.41	$(1.93–4.97) \times 10^{-7}$	[4]
57	I	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1	0.10–0.20	40	0.03–0.47	$(1.76–3.80) \times 10^{-7}$	[4]
58	I	Суглинок тяжелый	EB	0.30–0.40	43	0.03–0.39	$(2.26–5.27) \times 10^{-7}$	[4]
59	I	Глина легкая	Bhfg	0.55–0.65	52	0.05–0.41	$(1.06–3.95) \times 10^{-7}$	[4]
60	I	Глина легкая	Bhfg	0.65–0.75	51	0.06–0.40	$(1.13–4.07) \times 10^{-7}$	[4]
61	H	Суглинок тяжелый	Ap	0.05–0.15	41	0.03–0.38	$(1.92–4.89) \times 10^{-7}$	[4]
62	H	Суглинок тяжелый	Ah	0.20–0.30	42	0.03–0.47	$(2.10–4.32) \times 10^{-7}$	[4]
63	H	Суглинок тяжелый	AE	0.30–0.40	42	0.03–0.46	$(1.90–3.75) \times 10^{-7}$	[4]
64	H	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	EB	0.50–0.60	40	0.04–0.37	$(2.70–5.72) \times 10^{-7}$	[4]
65	H	Суглинок средний	A1	0.10–0.20	37	0.03–0.46	$(2.10–4.17) \times 10^{-7}$	[4]
66	H	Суглинок тяжелый	Ap	0.20–0.30	43	0.04–0.38	$(2.56–5.16) \times 10^{-7}$	[4]
67	H	Суглинок средний	AE	0.33–0.43	38	0.03–0.39	$(2.88–5.23) \times 10^{-7}$	[4]
68	H	Суглинок тяжелый	EB	0.48–0.58	47	0.05–0.33	$(2.72–5.37) \times 10^{-7}$	[4]
69	J	Суглинок средний	Ap	0.20–0.30	37	0.04–0.33	$(2.36–4.90) \times 10^{-7}$	[4]
70	J	Суглинок тяжелый	EB	0.32–0.42	42	0.04–0.34	$(2.80–5.68) \times 10^{-7}$	[4]
71	J	Суглинок тяжелый	B	0.42–0.52	44	0.05–0.34	$(2.13–5.49) \times 10^{-7}$	[4]
72	H	Суглинок средний	Ap	0.10–0.20	36	0.03–0.43	$(2.19–4.34) \times 10^{-7}$	[4]
73	H	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	Ah	0.30–0.40	40	0.03–0.47	$(2.36–4.00) \times 10^{-7}$	[4]
74	J	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	Ap	0.10–0.20	40	0.04–0.42	$(2.19–4.61) \times 10^{-7}$	[4]
75	J	Суглинок тяжелый	EB	0.25–0.35	42	0.03–0.40	$(2.51–4.57) \times 10^{-7}$	[4]

Таблица 1. Окончание

№	Код* почвы	Название почвы по гранулометрическому составу**	Горизонт	Глубина, м	ФГ, %	θ, $м^3/м^3$	κ, $м^2/с$	Источник
76	J	Глина легкая	B	0.40–0.50	51	0.05–0.40	$(1.88–4.43) \times 10^{-7}$	[4]
77	J	Суглинок средний	Ap	0–0.10	39	0.04–0.35	$(2.29–4.92) \times 10^{-7}$	[4]

* (A) Светло-серая лесная; (B) Дерново-подзолистая слабодифференцированная; (C) Луговато-черноземная выщелоченная; (D) Дерново-слабоподзолистая; (E) Чернозем обыкновенный среднемощный; (F) Серая лесная слабооподзоленная; (J) Серая лесная сильнооподзоленная; (H) Серая лесная со вторым гумусовым горизонтом сильнооподзоленная; (I) Серая лесная с признаками оглеения.
** По классификации Долгова; в случаях несовпадения названий по классификациям Качинского и Долгова в скобках дано название по классификации Качинского.

лых суглинков – уменьшилось до 18, легких глин – увеличилось до 17, и остался лишь один образец средней глины.

Для каждого из выделенных текстурных классов рассчитывали параметры средней зависимости температуропроводности от влажности, используя все экспериментальные точки, относящиеся к этому классу, и аппроксимируя их предложенной ранее четырехпараметрической функцией [2, 3]:

$$\kappa = \kappa_0 + a\exp\left[-0.5\left(\frac{\ln\left(\frac{\theta}{\theta_0}\right)}{b}\right)^2\right]. \quad (1)$$

Для кривых с максимумом параметры функции (1) имеют ясный физический смысл: κ_0 – минимальная температуропроводность почвы; θ_0 – влажность, при которой достигается максимум температуропроводности; $\kappa_0 + a$ – максимальная температуропроводность при влажности, равной θ_0. Параметр b характеризует ширину пика; чем меньше b, тем сильнее выражена S-образность кривой. Функцию (1) можно также использовать и для параметризации S-образных экспериментальных зависимостей без пика, и даже почти линейных. Для квазилинейных и S-образных кривых интерпретация параметра κ_0 не меняется: это минимальная температуропроводность почвы. Параметр a – мера роста температуропроводности с изменением влажности; параметр b характеризует ширину диапазона влажности, в котором происходит основной рост температуропроводности. Параметр θ_0 в случае кривых без пика можно интерпретировать как координату виртуального максимума, который двигается вправо вдоль оси влажности по мере того, как зависимость $\kappa(\theta)$ становится менее S-образной и приближается к линейной.

Помимо параметров κ_0, a, θ_0, b для каждого из выделенных текстурных классов дополнительно были получены параметры генеральной средней кривой $\kappa(\theta)$, построенной по всем имеющимся данным.

Точность аппроксимации экспериментальных точек расчетными кривыми оценивали с помощью безразмерного индекса согласия Уиллмотта d_r [43]:

$$d_r = \begin{cases} 1 - \dfrac{\sum_{i=1}^{n}|P_i - O_i|}{2\sum_{i=1}^{n}|O_i - \overline{O}|} \text{ при } \sum_{i=1}^{n}|P_i - O_i| \le 2\sum_{i=1}^{n}|O_i - \overline{O}| \\ \dfrac{2\sum_{i=1}^{n}|O_i - \overline{O}|}{\sum_{i=1}^{n}|P_i - O_i|} - 1 \text{ при } \sum_{i=1}^{n}|P_i - O_i| > 2\sum_{i=1}^{n}|O_i - \overline{O}| \end{cases}, \quad (2)$$

где P_i – расчетные оценки, O_i – попарно соответствующие им экспериментальные значения, n – количество пар P_i–O_i, $\overline{O}$ – экспериментальное среднее. Когда расчетные оценки приближаются к экспериментальным значениям, d_r приближается к 1.

В обоих вариантах разбиения выборки на классы индекс Уиллмотта рассчитывали для каждого из текстурных классов, а также для всей выборки в целом. Для каждого из выделенных текстурных классов методом наименьших квадратов определяли параметры κ_0, a, θ_0, b и рассчитывали температуропроводность почвы при всех тех значениях влажности, для которых имелись экспериментальные значения температуропроводности. Затем для каждого текстурного класса рассчитывали индекс Уиллмотта, используя пары P_i–O_i из этого класса. Индекс Уиллмотта для всей выборки рассчитывали, используя все полученные в результате вышеописанного алгоритма пары P_i–O_i из всех текстурных классов. Эта процедура была проведена дважды: при разбиении выборки на классы в соответствии с классификацией Долгова и при разбиении в соответствии с классификацией Качинского.

Индекс Уиллмотта для генеральной средней кривой, построенной по всем имеющимся данным, определяли, используя параметры этой кривой. Экспериментальные данные сравнивали с результатами расчетов температуропроводности с использованием одних и тех же параметров функции (1) для всех образцов.

Индексы согласия для всей выборки, полученные при разбиении на текстурные классы по Долгову и по Качинскому, сравнивали между собой, а так-

же с индексом согласия для генеральной средней кривой, построенной по всем имеющимся данным.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Средние кривые $\kappa(\theta)$ для различных текстурных классов и для всей выборки в целом, а также экспериментальные данные, по которым каждая из этих кривых была построена, представлены на рис. 1 и 2. Зависимости температуропроводности от влажности для почв различного гранулометрического состава отличаются диапазоном изменения температуропроводности с влажностью, наличием либо отсутствием пологого участка в области низких значений влажности, выраженностью максимума температуропроводности и разбросом экспериментальных точек.

Пологие участки кривых, где температуропроводность почвы почти не изменяется с влажностью, соответствуют тем диапазонам влажности, в пределах которых теплопроводность и теплоемкость почвы растут с влажностью одинаково, так что отношение теплопроводности к теплоемкости (то есть температуропроводность) оказывается почти постоянным. Рост температуропроводности с влажностью происходит, если теплопроводность увеличивается при увлажнении быстрее, чем теплоемкость. Верно и обратное: если рост теплопроводности с влажностью замедлился, например, из-за закупорки части пор водными пробками, препятствующими конвективному теплообмену, то может оказаться, что теплоемкость растет с влажностью быстрее, чем теплопроводность, и температуропроводность в результате начинает снижаться.

При обоих вариантах разбиения на классы прослеживаются общие закономерности. Кривые для песчаных почв отличаются резким ростом температуропроводности почвы при увлажнении в области низких значений влажности до 0.1 $м^3/м^3$ и последующим снижением роста или даже уменьшением температуропроводности при дальнейшем увеличении влажности (рис. 1). Отсутствие пологого участка в левой части кривой $\kappa(\theta)$ объясняется низкой адсорбцией влаги на частицах твердой фазы и наличием крупных пор, в результате чего влага в песчаных почвах даже при невысокой степени увлажнения является подвижной и вносит вклад в перенос тепла.

Характерные для суглинистых и глинистых почв S-образные кривые имеют два пологих участка в области низких и высоких значений влажности с относительно плавным переходом между ними; при влажности 0.3–0.4 $м^3/м^3$ может наблюдаться слабо выраженный максимум (рис. 1, 2).

Средняя кривая для супесчаных почв (рис. 1) построена по четырем образцам, из которых три (13–15) относятся к гор. Ap с плотностью 1430–1470 $кг/м^3$ и содержанием органического углерода 2.2–2.4%; температуропроводность этих образцов менялась в пределах $(2.13–5.24) \times 10^{-7}$ $м^2/с$. Еще один образец из класса супесей (30) был отобран из гор. C1 с глубины 0.70–0.80 м; плотность этого образца была равна 1760 $кг/м^3$, содержание органического углерода – 0.2%. Высокая плотность и низкое содержание органического углерода объясняют существенно более высокую по сравнению с образцами из гор. Ap температуропроводность образца 30, которая менялась в пределах $(4.11–9.69) \times 10^{-7}$ $м^2/с$. Таким образом, средняя кривая для супесей была построена по небольшому количеству образцов с существенно разной плотностью и содержанием органического углерода, что привело к большому разбросу экспериментальных данных и, по-видимому, не позволяет считать полученную среднюю кривую для супесей достаточно репрезентативной.

Недостаточно репрезентативна и средняя кривая для легких суглинков (рис. 1), которая была построена по данным для лишь двух образцов (31 и 35), отобранных на одном участке Приокско-Террасного биосферного заповедника с одной и той же глубины (0.90–1.00 м) и обладающих одинаковой плотностью (1660 $кг/м^3$) и содержанием органического углерода (0.2%). Единственное различие между этими образцами – признаки оглеения образца 31, которых не наблюдалось в образце 35. Температуропроводность оглеенной почвы оказалась существенно ниже (табл. 1), что можно объяснить теплоизолирующими свойствами рыхлых пленок аморфного железа. Этот эффект ранее наблюдался в оглеенной легкоглинистой почве западины на территории Владимирского ополья [4].

В целом практически в каждом из выделенных текстурных классов наблюдается значительный разброс экспериментальных значений температуропроводности, предположительно связанный в первую очередь с вариабельностью плотности почв и содержания в них органического углерода, а в некоторых случаях – с наличием аморфного железа. Вместе с тем разделение массива данных по текстурным классам позволило выявить тренд: температуропроводность почв закономерно уменьшается от рыхлых песков $(1.94–10.09) \times 10^{-7}$ $м^2/с$ к средним глинам $(0.77–3.33) \times 10^{-7}$ $м^2/с$. При этом меняется не только диапазон изменчивости температуропроводности с влажностью, но и форма средних кривых.

Параметры средних кривых для текстурных классов, выделенных по Долгову и по Качинскому, и индексы согласия, отражающие разброс экспериментальных точек относительно этих кривых, приведены в табл. 2. Видно, что параметр κ_0, соответствующий минимальному значению температуропроводности, в целом уменьшается с утяжелением почвы, причем наиболее резкое снижение этого параметра происходит при переходе от тяжелых суглинков к легким глинам. Параметр a, описывающий разницу между максимальной и минимальной

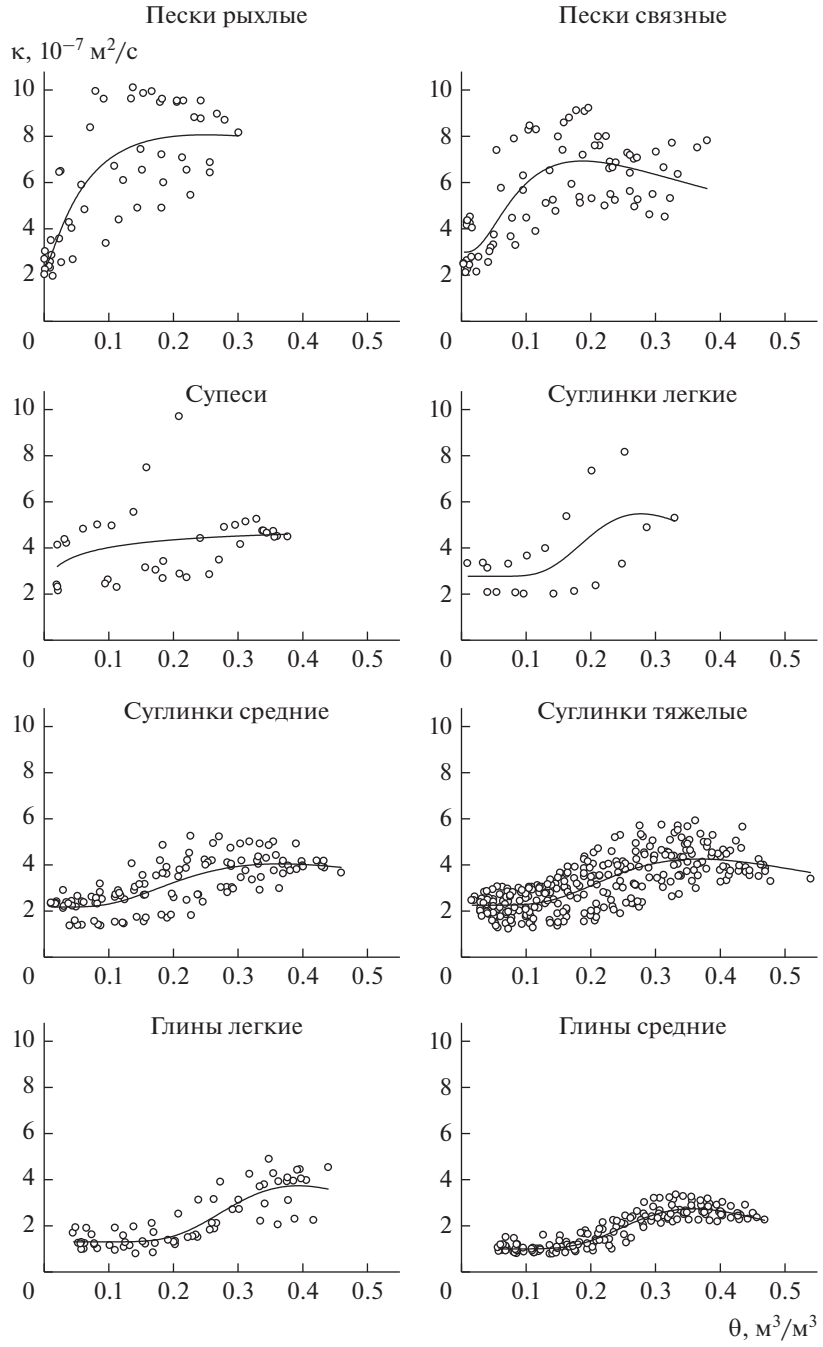


Рис. 1. Средние кривые к(θ) и результаты измерений (символы) для песков рыхлых, песков связных, супесей, суглинков легких, суглинков средних, суглинков тяжелых, глин легких, глин средних по классификации Долгова.

температуропроводностью почвы, тоже уменьшается с утяжелением почвы, но в данном случае основное снижение происходит при переходе от рыхлых песков к пескам связным и затем к супесям.

Разброс экспериментальных точек относительно средних кривых для текстурных классов визуально кажется наибольшим для песков, супесей и легких суглинков (рис. 1), и наименьшим – для средних глин по классификации Долгова (рис. 2). Однако безразмерные индексы согласия для песков (0.71 для рыхлых и 0.67 для связных) оказались сходными с индексами для средних и тяжелых суглинков (0.69 и 0.67 при выделении классов по Долгову и 0.66 и 0.69 – по Качинскому). Наименьшие индексы согласия получены для супесей и легких суглинков (0.53 и 0.58) и наибольшие – для легких и средних глин (0.77 и 0.85 при использовании классификации Долгова и 0.76 для легких глин по Качинскому). Для генеральной средней кривой, построенной по всем имеющимся

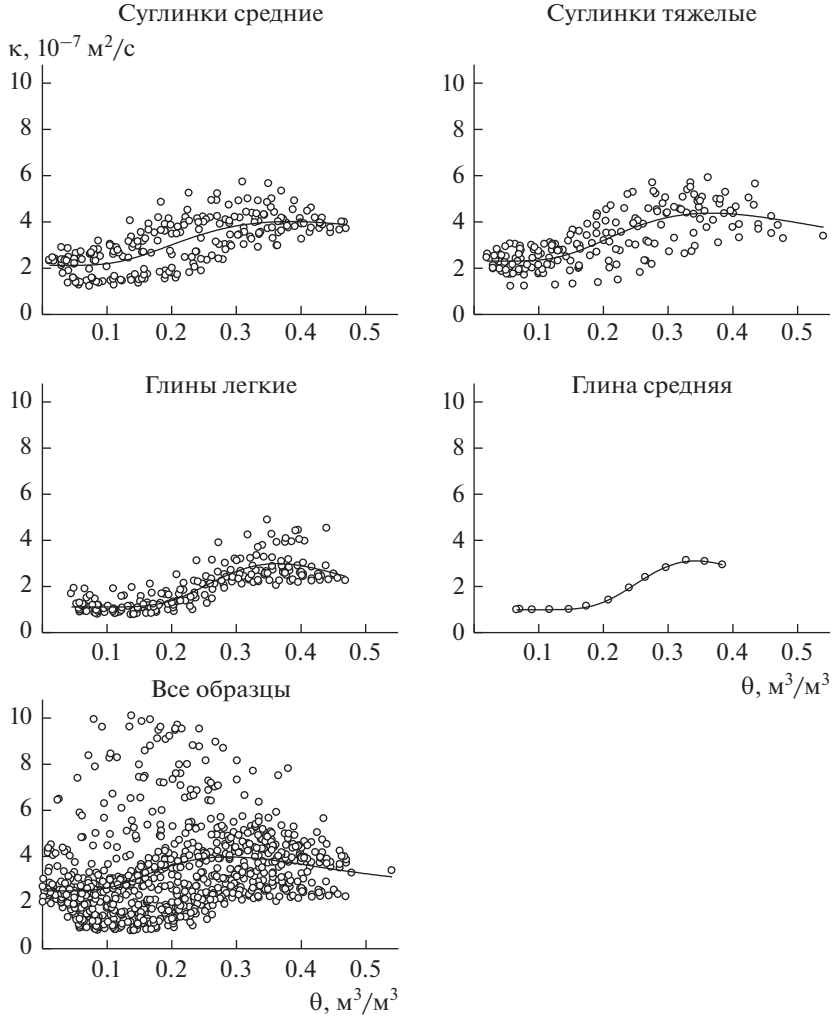


Рис. 2. Средние кривые κ(θ) и результаты измерений (символы) для суглинков средних, суглинков тяжелых, глин легких, глины средней по классификации Качинского; для всех имеющихся образцов.

данным, характерен большой разброс экспериментальных точек (рис. 2) и низкий индекс согласия, равный 0.55 (табл. 2).

При вычислении индекса согласия Уиллмотта сумму отклонений экспериментальных данных от расчетной кривой делят на сумму отклонений экспериментальных данных от среднего экспериментального значения. Таким образом, индекс согласия сравнивает ошибки расчетов температуропроводности при использовании средней кривой κ(θ) для отдельного текстурного класса (или генеральной кривой для всей выборки) и разброс экспериментальных данных внутри этого же класса (или всей выборки). Точность расчетов температуропроводности с использованием параметров средних кривых из табл. 2 фактически сравнивается с репрезентативностью отдельно взятых экспериментальных зависимостей κ(θ) по отношению к данным для рассматриваемого текстурного класса. Поэтому безразмерный индекс согласия зависит от количества образцов и нормированного разброса экспериментальных данных и игнорирует изменения средней температуропроводности при переходе от класса к классу. Это позволяет сравнивать точность расчетных кривых для разных текстурных классов, в том числе и при выделении этих классов на основе использования разных классификаций.

Средние кривые для супесей и легких суглинков, построенные по очень небольшому количеству образцов (четырем и двум), характеризуются наименьшими значениями индекса согласия. Вместе с тем средняя кривая для наиболее широко представленных тяжелых суглинков, выделенных по Долгову, количество которых достигало двадцати семи, обладает индексом согласия 0.67, что существенно меньше индексов согласия для легких и средних глин по той же классификации (0.77 и 0.85), хотя количество образцов в двух последних классах было существенно меньше. Это сравнение подтверждает, что увеличение количества экспериментальных данных улучшает каче-

Таблица 2. Параметры средней зависимости температуропроводности от влажности κ_0, a, θ_0, b и соответствующие им значения индекса согласия Уиллмотта d_r для выделенных текстурных классов и для построенной по всем образцам генеральной кривой

Название почв по гранулометрическому составу	Количество образцов	κ_0, м^2/с	a, м^2/с	θ_0, м^3/м^3	b	d_r
Выделение текстурных классов по Долгову и Качинскому						
Пески рыхлые	6	2.364×10^{-7}	5.697×10^{-7}	0.249	1.419	0.706
Пески связные	8	2.986×10^{-7}	3.941×10^{-7}	0.187	0.833	0.673
Супеси	4	2.221×10^{-7}	2.550×10^{-7}	1.135	2.891	0.532
Суглинки легкие	2	2.767×10^{-7}	2.710×10^{-7}	0.277	0.351	0.575
Выделение текстурных классов по Долгову						
Суглинки средние	11	2.171×10^{-7}	1.870×10^{-7}	0.365	0.562	0.687
Суглинки тяжелые	27	2.250×10^{-7}	2.003×10^{-7}	0.367	0.462	0.669
Глины легкие	6	1.303×10^{-7}	2.429×10^{-7}	0.393	0.316	0.766
Глины средние	13	0.998×10^{-7}	1.735×10^{-7}	0.358	0.326	0.845
Выделение текстурных классов по Качинскому						
Суглинки средние	21	2.118×10^{-7}	1.895×10^{-7}	0.383	0.529	0.659
Суглинки тяжелые	18	2.304×10^{-7}	2.072×10^{-7}	0.366	0.465	0.688
Глины легкие	17	1.108×10^{-7}	1.877×10^{-7}	0.364	0.306	0.760
Глина средняя	1	0.989×10^{-7}	2.114×10^{-7}	0.343	0.279	0.990
Все образцы						
–	77	2.506×10^{-7}	1.469×10^{-7}	0.287	0.474	0.554

ство расчетной кривой лишь до известного предела. Если изменчивость температуропроводности внутри использованной выборки велика, то и ошибки расчетов с использованием средней кривой неизбежно будут велики. Именно поэтому столь невелик индекс согласия средней кривой, построенной по всем имеющимся данным.

Сопоставим индексы согласия, полученные при выделении текстурных классов по Долгову и по Качинскому. Расчеты температуропроводности при использовании для каждого класса своих параметров κ_0, a, θ_0, b из табл. 2 и применение формулы (2) ко всем парам P_i–O_i из всех текстурных классов позволили получить индекс согласия 0.699 при выделении классов по Долгову и 0.688 – при выделении классов по Качинскому. Заметим, что при использовании классификации Качинского был выделен лишь один образец средней глины, и индекс согласия между расчетными и экспериментальными значениями температуропроводности для этого образца оказался почти равным 1. Это обусловлено тем, что в данном случае вместо средней кривой для текстурного класса использовалась кривая для одного образца, которая минимально отклонялась от имеющихся экспериментальных точек. Но даже при учете этих очень небольших ошибок при расчете общего для всей выборки индекса согласия последний оказался чуть меньше, чем при выделении классов по Долгову. По-видимому, это связано с объединением разнородных образцов в класс легких глин при использовании классификации Качинского, в то время как при выделении классов по Долгову эти же образцы оказались разбиты на два класса легких и средних глин с меньшим разбросом экспериментальных данных внутри каждого из этих классов и более высокими индексами согласия между средней кривой и экспериментальными данными.

Подводя итоги, можно заключить, что точность генеральной средней кривой $\kappa(\theta)$, построенной по всем имеющимся данным для 77 образцов, была невелика. Индекс согласия между этой кривой и экспериментальными данными составил лишь 0.55. Использование группировки по гранулометрическому составу с построением средних кривых для каждого из выделенных текстурных классов существенно улучшило точность расчетных оценок. Общий для всей выборки индекс согласия между экспериментальными данными и набором средних кривых увеличился до 0.70 при использовании классификации Долгова и до 0.69 при использовании классификации Качинского.

Использование разбиения по Качинскому с учетом дополнительного качественного признака – типа почвообразования – не улучшило точности расчетных оценок температуропроводности почв по сравнению с разбиением по Долгову. Сопоставимость индексов согласия при использовании двух вариантов разбиения на текстурные классы говорит о том, что при моделировании температуропроводности почв допустимо использовать обе гранулометрические классификации. Однако классификация по Долгову требует меньше входной информации, используя единственный коли-

чественный показатель – содержание физической глины. Поэтому при расчетной оценке температуропроводности почвы на основе ее названия по гранулометрической классификации предпочтительно использовать классификацию по Долгову.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены параметры зависимости температуропроводности минеральных почв от влажности для восьми текстурных классов, включающих песок рыхлый, песок связный, супесь, суглинок легкий, суглинок средний, суглинок тяжелый, глину легкую, глину среднюю. При использовании предложенной параметризации для расчетной оценки температуропроводности почвы требуется знать лишь название почвы по гранулометрическому составу и ее влажность.

При идентификации названия почвы по гранулометрическому составу допустимо использовать как классификацию Качинского, учитывающую тип почвообразования, так и классификацию Долгова, основанную лишь на содержании физической глины.

Индексы согласия между экспериментальными данными и расчетными значениями температуропроводности, полученными с использованием рассмотренных альтернативных гранулометрических классификаций, практически совпадают. Предпочтительно использовать классификацию Долгова, поскольку при этом исключается возможная ошибка при идентификации типа почвообразования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-04-01298.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андрианов П.И.* Теплоемкость связанной воды и теплоемкость почв // Доклады ВАСХНИЛ. 1936. Вып. 2. С. 71–74.
2. *Архангельская Т.А.* Новая эмпирическая формула для оценки коэффициента температуропроводности почвы // Материалы научной сессии по фундаментальному почвоведению 30 ноября–2 декабря 2004 г. М., 2004. С. 45–46.
3. *Архангельская Т.А.* Параметризация и математическое моделирование зависимости температуропроводности почвы от влажности // Почвоведение. 2009. № 2. С. 178–188.
4. *Архангельская Т.А.* Температуропроводность серых лесных почв Владимирского ополья // Почвоведение. 2004. № 3. С. 332–342.
5. *Архангельская Т.А., Бутылкина М.А., Мазиров М.А., Прохоров М.В.* Свойства и функционирование пахотных почв палеокриогенного комплекса Владимирского ополья // Почвоведение. 2007. № 3. С. 261–271.
6. *Архангельская Т.А., Губер А.К., Мазиров М.А., Прохоров М.В.* Температурный режим комплексного почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2005. № 7. С. 832–843.
7. *Архангельская Т.А., Лукьященко К.И., Тихонравова П.И.* Температуропроводность черноземов типичных заказника “Каменная степь” // Почвоведение. 2015. № 2. С. 196–201.
8. *Воронин А.Д.* Основы физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1986. 244 с.
9. *Герайзаде А.П.* К вопросу о линейной зависимости коэффициента температуропроводности от механического состава почв // Почвоведение. 1974. № 10. С. 120–123.
10. *Димо В.Н.* К вопросу о зависимости между температуропроводностью и влажностью почв // Почвоведение. 1948. № 12. С. 729–734.
11. *Дмитриев Е.А.* К вопросу о некоторых факторах, определяющих удельную теплоемкость твердой фазы почв // Вестник Моск. ун-та. Сер. биол. 1958. № 4. С. 103–111.
12. *Дмитриев Е.А.* О некоторых закономерностях, определяющих величину и изменения удельной теплоемкости минеральной безводной части почв и горных пород // Вестник Моск. ун-та. Сер. биол. 1959. № 3. С. 79–84.
13. *Долгов С.И.*, ред. Агрофизические методы исследования почв. М.: Наука, 1966. 259 с.
14. *Качинский Н.А.* Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 192 с.
15. *Лукьященко К.И.* Температуропроводность почв различного гранулометрического состава и генезиса и ее математическое моделирование. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2012. 149 с.
16. *Лукьященко К.И., Архангельская Т.А.* Моделирование температуропроводности почв различного гранулометрического состава // Почвоведение. 2018. № 2. С. 179–186.
17. *Лукьященко К.И., Архангельская Т.А., Умарова А.Б.* Температуропроводность пахотных луговато-черноземных выщелоченных почв Республики Адыгея // Почвоведение. 2012. № 4. С. 458–461.
18. *Скуратов С.М.* К вопросу о теплоемкости связанной воды // Коллоидный журнал. 1951. Т. 13. № 5. С. 396.
19. *Тихонравова П.И., Фрид А.С.* Математические модели температуропроводности почв солонцового комплекса Волгоградского Заволжья // Почвоведение. 2008. № 2. С. 214–226.
20. *Тихонравова П.И., Хитров Н.Б.* Оценка температуропроводности слитоземов Центрального Предкавказья // Почвоведение. 2003. № 3. С. 342–351.
21. *Шеин Е.В., Карпачевский Л.О.* (ред.) Теории и методы физики почв. М., 2007.
22. *Abu-Hamdeh N.H.* Thermal properties of soils as affected by density and water content // Biosyst. Eng. 2003. V. 86(1). P. 97–102.
23. *Arkhangelskaya T., Lukyashchenko K.* Estimating soil thermal diffusivity at different water contents from easily available data on soil texture, bulk density, and organic carbon content // Biosyst. Eng. 2018. V. 168. P. 83–95.
24. *Barry-Macaulay D., Bouazza A., Wang B., Singh R.M.* Evaluation of soil thermal conductivity models // Can. Geotech. J. 2015. V. 52(11). P. 1892–1900. https://doi.org/10.1139/cgj-2014-0518
25. *Busby J.* Thermal conductivity and diffusivity estimations for shallow geothermal systems // Q. J. Eng. Geol. Hydroge. 2016. V. 49(2). P. 138–146.
26. *Côte J., Konrad J.-M.* A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials // Can. Geotech. J. 2005. V. 42. P. 443–458.
27. *De Vries D.A.* Thermal properties of soils // Physics of plant environment. Ed. Van Wijk W.R. Amsterdam: North Holland Publishing Company, 1963. P. 210–235.
28. *Gao Z., Tong B., Horton R., Mamtimin A., Li Y., Wang L.* Determination of desert apparent thermal diffusivity using a conduction-convection algorithm // J. Geophys. Res. Atmos.

2017. V. 122. P. 9569–9578.
https://doi.org/10.1002/2017JD027290

29. *He H., Dyck M.F., Horton R., Bristow K.L., Lv J., Si B.* Development and application of the heat pulse method for soil physical measurements // Rev. Geophys. 2018. V. 56. https://doi.org/10.1029/2017RG000584
30. *Noilhan J., Planton S.* A simple parameterization of land surface processes for meteorological models // Mon. Weather Rev. 1989. V. 117. P. 536–549.
31. *Pachepsky Y., Park Y.* Saturated hydraulic conductivity of US soils grouped according to textural class and bulk density // Soil Sci. Soc. Am. J. 2015. V. 79(4). P. 1094–1100.
32. *Pachepsky Ya.A., Rawls W.J.* Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1999. V. 63. P. 1748–1757.
33. *Parikh R.J., Havens J.A., Scott H.D.* Thermal diffusivity and conductivity of moist porous media // Soil Sci. Soc. Am. J. 1979. V. 43. P. 1050–1052.
34. *Peters-Lidard C.D., Blackburn E., Liang X., Wood E.F.* The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. P. 1209–1224.
35. *Roxy M.S., Sumithranand V.B., Renuka G.* Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal diffusivity at Astronomical Observatory, Thiruvananthapuram, south Kerala // J. Earth Syst. Sci. 2010. V. 119(4). P. 507–517.
36. *Schaap M.G., Leij F.J., van Genuchten M.Th.* ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions // J. Hydrol. 2001. V. 251. P. 163–176.
37. *Simunek J., van Genuchten M.Th., Šejna M.* Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages // Vadoze Zone J. 2016. https://doi.org/10.2136/vzj2016.04.0033
38. *Tarnawski V.R., Momose T., Leong W.H.* Assessing the impact of quartz content on the prediction of soil thermal conductivity // Géotechnique. 2009. V. 59(4). P. 331–338.
39. *Tian Z., Lu Y., Horton R., Ren T.* A simplified de Vries-based model to estimate thermal conductivity of unfrozen and frozen soil. // Eur. J. Soil Sci. 2016. V. 67(5). P. 564–572. https://doi.org/10.1111/ejss.12366
40. *Tong B., Gao Z., Horton R., Wang L.* Soil apparent thermal diffusivity estimated by conduction and by conduction-convection heat transfer models // J. Hydrometeorol. 2017. V. 18. P. 109–118. https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0086.1
41. *Usowicz B., Usowicz Ł.* Thermal conductivity of soils – comparison of measured results and estimation methods. EUROSOIL 2004, September 04–12 Freiburg, Germany. 2004. Abstracts and full papers. http://www.bodenkunde2.uni-freiburg.de/eurosoil/abst-racts/id795_ Usowicz_full.pdf
42. *Van Looy K., Bouma J., Herbst M., Koestel J., Minasny B., Mishra U., Montzka C., Nemes A., Pachepsky Y.A., Padariam J., Schaap M.G., Tóth B., Verhoef A., Vanderborght J., van der Ploeg M.J., Weihermüller L., Zacharias S., Zhang Y., Vereecken H.* Pedotransfer functions in Earth system science: Challenges and perspectives // Rev. Geophys. 2017. V. 55. https://doi.org/10.1002/2017RG000581
43. *Willmott C.J., Robeson S.M., Matsuura K.* A refined index of model performance // Int. J. Climatol. 2012. V. 32. P. 2088–2094.
44. *Xie X., Lu Y., Ren T., Horton R.* An empirical model for estimating soil thermal diffusivity from texture, bulk density, and degree of saturation // J. Hydrometeorol. 2018. V. 19. P.445–457.

Parameters of the Thermal Diffusivity Versus Water Content Function for Mineral Soils of Different Textural Classes

T. A. Arkhangelskaya*

Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

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

This work provides parameters of the soil thermal diffusivity vs. water content function for eight textural classes. The experimental thermal diffusivity vs. water content curves previously obtained for mineral soils of the European part of Russia were used. In the course of the study, the dataset for 77 undisturbed soil cores was analyzed. This dataset included loose sand, connected sand, sandy loam, light loam, medium loam, heavy loam, light clay, and medium clay. Thermal diffusivity of the soil cores measured using the unsteady-state method varied within the dataset from 0.77×10^{-7} to 10.09×10^{-7} m^2/s. To parameterize the soil thermal diffusivity vs. water content dependences the grouping method was applied. Soils were grouped according to textural classes using classification either after Dolgov or after Kachinskii. For each of the chosen textural classes, the parameters of an average thermal diffusivity vs. water content curve were estimated from all the experimental data points for this class by approximating these points with the previously suggested four-parameter function. The approximation accuracy was estimated using the Willmott index of agreement between the model-predicted curve and the observed values. The greatest index of agreement (0.845) was obtained for the medium clays defined according to Dolgov and the smallest one (0.532) for sandy loams. The index of agreement for the whole dataset was 0.699 when the textural classes were defined according to Dolgov, and 0.688 when they were defined according to Kachinsky. In addition, the parameters of an average curve for the whole experimental dataset were obtained. The index of agreement between this general curve and observed values was only 0.554, which confirms the effectiveness of textural grouping.

Keywords: soil thermal diffusivity, mathematical modeling, grouping, textural classes

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 56–68

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ИЗМЕНЕНИЕ ДЕНСИТОМЕТРИЧЕСКОГО ФРАКЦИОННОГО СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ В ПРОЦЕССЕ ПОСТАГРОГЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ

© 2020 г. Л. А. Овсепян[a], *, И. Н. Курганова[a], В. О. Лопес де Гереню[a], А. В. Русаков[b], Я. В. Кузяков[a, c]

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

[b]*Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034 Россия*

[c]*Университет Георга Августа, Бузгенвег, 2, Геттинген, 37077 Германия*

**e-mail: lill.ovsepyan@gmail.com*

Поступила в редакцию 16.04.2019 г.
После доработки 15.05.2019 г.
Принята к публикации 22.05.2019 г.

Изучена постагрогенная динамика органического углерода ($C_{орг}$), общего азота ($N_{общ}$) и денситометрических фракций органического вещества темно-серой почвы (Haplic Phaeozem, Белгородская область, заказник “Лес на Ворскле”) и чернозема миграционно-мицелярного (Haplic Chernozem, Курская область, заповедник “Стрелецкая степь”). Наиболее значительные постагрогенные изменения всех изученных свойств почв были выявлены в слое 0–5 см. Содержание $C_{орг}$ и $N_{общ}$ в верхнем 0–5 см слое темно-серой почвы за 45 лет залежного режима увеличилось в 1.2–1.3 раза. Содержание $C_{орг}$ и $N_{общ}$ в верхнем 0–5 см слое чернозема за 60 лет постагрогенного развития возросло в 1.9–2.0 раза. Накопление $C_{орг}$ происходило во всех денситометрических фракциях. В ходе залежной сукцессии в почвах обоих хронорядов возросла доля свободной фракции органического вещества (плотность <1.6 г см$^{-3}$), в то время как доля окклюдированной фракции (плотность <2.0 г см$^{-3}$) практически не изменялась. На черноземе под 60-летней залежью все изучаемые параметры были близки к уровню, характерному для некосимой степи. Восстановление изученных свойств пахотной темно-серой почвы за 45 лет залежного режима произошло не более, чем на 60% от уровня естественной почвы. Таким образом, в зоне лесостепи постагрогенное восстановление содержания органического вещества и всех его фракций происходило значительно быстрее в черноземе, чем на темно-серой почве.

Ключевые слова: постагрогенная сукцессия, демутация, самовосстановление почв, Haplic Phaeozem, Haplic Chernozem, денситометрическое фракционирование, органическое вещество почв

DOI: 10.31857/S0032180X20010128

ВВЕДЕНИЕ

Вывод пахотных угодий из сельскохозяйственного использования запускает процесс постагрогенной эволюции, в ходе которого почвенный и растительный покровы претерпевают существенные изменения в направлении формирования зональных типов экосистем на бывшей пашне [7, 13, 19, 20, 37]. Отсутствие отчуждения растительного материала в виде урожая и последующее восстановление многолетней растительности на бывших пахотных угодьях инициируют процессы накопления органического углерода ($C_{орг}$) как в почвах, так и в растениях, которые на них развиваются [10, 16, 39–41]. Интенсивность накопления $C_{орг}$ зависит от периода восстановительной сукцессии [37, 42, 44], а вновь образованное органическое вещество (**ОВ**) будет характеризоваться иным соотношением функциональных пулов в своем составе [10, 16, 33–35], определяя его стабильность, которая является ключевым фактором секвестрирования $C_{орг}$ в почвах [17, 18].

Большинство активно используемых сегодня методов фракционирования ОВ почв основано на физических подходах, таких как разделение частиц по плотности (и/или размеру), с предварительным разрушением агрегатов или без него [48]. Так, метод денситометрического фракционирования, получивший широкое применение из-за своей простоты и информативности, позволяет выделить химически и биологически разнородные фракции ОВ, имеющие различную локализацию в почвенной матрице [53]. С его помощью

удается выделить функционально различные пулы ОВ, соотношение которых в составе ОВ зависит от почвенно-экологических условий [1, 23]. Суть денситометрического фракционирования сводится к разделению ОВ почвы на три основные группы: свободную, окклюдированную и органо-минеральную, различающиеся по составу и биодоступности [12, 31, 33].

Свободное ОВ (free Light Fraction, fLF) не связано с минеральной матрицей и имеет плотность (ρ) ниже 1.6 г см$^{-3}$. Эта фракция включает растительные остатки разных стадий разложения [3, 51]. Вторая фракция – это окклюдированное ОВ (occluded Light Fraction, oLF), с ρ = 1.6–2.0 г см$^{-3}$, которое представлено в почве собственно органическими остатками и частично продуктами их неполного разложения, заключенными в агрегатах [31]. Эта фракция иногда подразделяется на две части: легкую с ρ = 1.6–1.8 г см$^{-3}$ и более тяжелую ρ = 1.8–2.0 г см$^{-3}$ [3]. Визуально фракция oLF с более низкой плотностью представляет собой гомогенную однородную порошкообразную массу черного цвета. ОВ данной фракции имеет бóльшую степень разложения, чем ОВ свободной фракции. Более тяжелая часть oLF представляет собой гомогенный, тонкодисперсный порошок бурого цвета с большим количеством минерального компонента [3]. Несмотря на различия в качественном составе описанных выше частей oLF, их объединение в единый пул окклюдированного ОВ представляется в достаточной степени обоснованным в силу сходства их размера и физического состояния [3], а также скоростей оборота в почве [48]. Третья фракция ОВ, имеющая ρ > 2.0 г см$^{-3}$, является наиболее однородной полиминеральной полидисперсной системой устойчивых адсорбционных комплексов глинистых минералов, оксидов-гидроксидов с гуминовыми веществами и полисахаридами [21]. Эта фракция концентрирует до 50% от массы ОВ почвы и в значительной мере определяет физико-химические свойства почвы, представляя собой стабильное почвенное органическое вещество с низкой скоростью минерализации и значительным по длительности периодом оборачиваемости [17, 54].

В пределах одной биоклиматической зоны, хроноряды залежей различного возраста, на которых идет постепенное восстановление естественной растительности, представляют собой уникальную природную модель для изучения влияния количества и качества поступающих растительных остатков на фракционный состав ОВ почв и механизмы его стабилизации. Наиболее детально в литературе отражены изменения денситометрических фракций ОВ в сукцессионных хронорядах постагрогенных дерново-подзолистых почв, расположенных в зоне южной тайги [2, 10, 32, 33]. Прекращение их сельскохозяйственного использования привело к повышению содержания углерода и в легких (fLF и oLF, ρ < 2.0 г см$^{-3}$), и в органо-минеральной фракциях ОВ почв. В ходе залежного развития почв степной зоны (чернозем, светло-каштановая почва) также наблюдали увеличение содержания всех фракций ОВ [34, 36]. Исключение составили солонцы, в которых после прекращения сельскохозяйственного использования происходило восстановление естественной пластинчатой структуры и уменьшение водостойких агрегатов [36, 37]. Это привело к более медленному увеличению содержания С в агрегатах по сравнению с общим количеством ОВ и относительному уменьшению фракции oLF [36, 37].

В зоне лесостепи естественный ход растительных демутаций после прекращения сельскохозяйственного использования может идти по пути восстановления как лесной растительности (на темно-серых почвах), так и степной (на черноземах). Ранее постагрогенная динамика денситометрических фракций ОВ почв лесостепи изучалась, главным образом, на почвах одного типа [32–35]. Оценка влияния состава растительных остатков, поступающих в почву при разной направленности залежных сукцессий в сходных климатических условиях, на соотношение фракций ОВ генетически близких типов почв ранее не проводилась. Не меньший интерес представляет определение длительности восстановления органопрофиля темно-серой почвы и чернозема в условиях лесостепной зоны.

Цель работы – изучение постагрогенной динамики фракционного состава ОВ темно-серой почвы и чернозема миграционно-мицелярного, расположенных в условиях одной биоклиматической зоны (лесостепи). Поскольку динамика видового состава растительного покрова в ходе постагрогенной сукцессии на этих почвах заметно различается, предполагаем, что именно эти отличия в сочетании с генетическими особенностями изучаемых почв будут определять постагрогенную динамику фракционного состава ОВ и скорость восстановления органопрофиля изучаемых почв после прекращения сельскохозяйственного использования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Общая характеристика регионов исследования

Исследование проводили в Белгородской и Курской областях (лесостепная почвенно-биоклиматической зона) в двух хронорядах, включающих современную пашню, залежи разного возраста и естественный ценоз (табл. 1). Согласно классификации почв России [11], почвы хроноряда в Белгородской области были отнесены к темно-серым (Haplic Phaeozem), а хроноряда в

Таблица 1. Местоположение и общая характеристика объектов исследования

Область, координаты	Почва*	Преобладающая растительность/доминирующие виды
Белгородская, заказник “Лес на Ворскле”, 51°34′ N, 36°06′ E	Агротемно-серая	Пашня: люцерна (*Medicago* L.)
	Агротемно-серая реградированная	10 лет: тонколучник однолетний (*Phalacroloma annuum* L.) и пырей ползучий (*Elytrigia repens* L.)
	Агротемно-серая реградированная	30 лет: мятлик луговой (*Poa pratensis* L.), вероника дубравная (*Veronica chamaedrys* L.), пырей ползучий (*Elytrigia repens* (L.) Nevski)
	Агротемно-серая реградированная	45 лет: райграс высокий (*Arrhenatherum* elatius L.), гравилат городской (*Geum urbanum* L.). Подрост груши (*Pyrus communis* L.), ясеня (*Fraxinus excelsior* L.), клена (*Acer platanoides* L.), дуба (*Quercus robur* L.)
	Темно-серая	Коренной лес (>150 лет): дуб (*Quercus robur* L.), сныть обыкновенная (*Aegopodium podagraria* L.), медуница неясная (*Pulmonaria obscura* Dumort.), ясменник душистый (*Galium odoratum* (L.) Scop.)
Курская, заповедник “Стрелецкая степь”, 50°36′ N, 36°01′ E	Агрочернозем миграционно-мицелярный	Пашня: после уборки зерновых
	Агрочернозем миграционно-мицелярный реградированный	10 лет: кострец береговой (*Bromus riparius* Rehm.), райграс высокий (*Arrhenatherium elatius* L.), мятлик узколистный (*Poa angustifolia* L.)
	Агрочернозем миграционно-мицелярный реградированный	60 лет: ковыль перистый (*Stipa pennata* L.), кострец береговой (*Bromus riparius* Rehm.), мятлик узколистный (*Poa angustifolia* L.)
	Чернозем миграционно-мицелярный	Некосимая степь: райграс высокий (*Arrhenatherium elatius* L.), ковыль перистый (*Stipa pennata* L.), мятлик узколистный (*Poa angustifolia* L.), земляника зеленая (*Fragaria viridis* L.)

Курской области — к черноземам миграционно-мицелярным (Haplic Chernozem).

В Белгородской области исследования проводили на территории заказника “Лес на Ворскле”. Климат района умеренно-континентальный с жарким и относительно сухим летом и холодной зимой. Среднегодовая температура воздуха составляет +6.0°C [8]. Сумма атмосферных осадков в среднем составляет 565 мм/год, причем более половины годовой нормы выпадает в теплое время года — с апреля по сентябрь. Хроноряд включал: пашню, засеянную люцерной; залежи 10 и 30 лет, поросшие сорной растительностью. На залежи 45 лет помимо луговых видов получил развитие и древесный ярус (табл. 1). Естественный ценоз представлял собой коренной дубовый лес [20]. Все объекты этого хроноряда находились друг от друга в пределах 5–7 км.

В Курской области исследования проводили в заповеднике “Стрелецкая степь”. Климат региона умеренно-континентальный. Среднегодовая температура воздуха составляет +5.7°C. Годовое количество осадков сильно варьирует (от 334 до 744 мм), составляя в среднем 570 мм [13]. Хроноряд включал пашню (после уборки зерновых), молодую залежь 10 лет с преобладанием луговых видов. Растительность 60-летней залежи была представлена разнотравно-ковыльной ассоциацией. На этом участке произошло также внедрение древесно-кустарниковой растительности, проективное покрытие которой не превышало 6% [13]. Некосимая степь была представлена преимущественно видами, характерными для климаксного лугового сообщества. Изучаемые объекты этого хроноряда находились друг от друга в пределах 5–10 км.

Отбор почвенных проб и пробоподготовка

Отбор проб проводили на участках площадью около 100 м^2 с наиболее типичной растительностью методом “конверта”. Для этого в пяти пространственно-удаленных точках закладывали прикопки глубиной 0.5 м. Образцы почв отбирали из слоев 0–5, 5–10, 10–20 и 20–30 см, затем удаляли крупные корни и другие растительные остатки, высушивали почву до воздушно-сухого состояния и просеивали через сито с диаметром ячеек 2 мм.

Содержание общего углерода ($C_{общ}$) и азота ($N_{общ}$) в почвенных образцах, растертых до состояния пудры, определяли на автоматическом элементном анализаторе CHNS фирмы Leco (Leco Corporation, США). Поскольку карбонаты в почвенных образцах отсутствовали, то содержание органического углерода ($C_{орг}$) принимали равным содержанию $C_{общ}$.

Фракционирование органического вещества (ОВ) почв по плотности проводили в почвенных образцах, отобранных с глубин 0–5 и 5–10 см, в которых содержание $C_{орг}$ было выше 20 г С кг$^{-1}$ почвы. Для этой цели использовали растворы в поливольфрамата натрия разной плотности — 1.6 и 2.0 г см$^{-3}$ [31]. Выбранная модификация метода денситометрического разделения ОВ позволила выделить следующие фракции: 1) свободную (fLF) — с плотностью $\rho < 1.6$ г см$^{-3}$; 2) окклюдированную (oLF) — с плотностью $\rho < 1.6$ г см$^{-3}$ и $\rho = 1.6–2.0$ г см$^{-3}$ и 3) минеральную (mineral-associated–SOM) — с $\rho > 2.0$ г см$^{-3}$ (далее mineral–SOM).

Для выполнения фракционирования навеску воздушно-сухой почвы (4 г) помещали в мерную пробирку объемом 50 мл, вносили раствор поливольфрамата натрия плотностью 1.6 г см$^{-3}$ (до метки 20–22 мл), аккуратно перемешивали содержимое до равномерного увлажнения пробы и центрифугировали в течение 1 ч (5000 об./мин). Сконцентрированное на поверхности надосадочной жидкости ОВ свободной фракции (fLF, $\rho < 1.6$ г см$^{-3}$) отбирали и отмывали от остатков тяжелой жидкости. Затем в пробирки добавляли стеклянные шарики (диаметр ≈5 мм) для лучшего разрушения агрегатов и высвобождения окклюдированной фракции и оставляли на шейкере на 16 ч (60 об./мин). Образец повторно центрифугировали, отбирали ОВ окклюдированной фракции $\rho < 1.6$ г см$^{-3}$ (oLF) и отмывали его от остатков поливольфрамата натрия. Затем в пробирку вносили раствор поливольфрамата натрия $\rho = 2.0$ г см$^{-3}$ и встряхивали на шейкере (100 об./мин) в течение 10 мин. Образец повторно центрифугировали, отбирали ОВ окклюдированной фракции с $\rho = 1.6–2.0$ г см$^{-3}$ (oLF) и отмывали от остатков поливольфрамата натрия. Остатки образца в пробирке отмывали от тяжелой жидкости и высушивали, получая таким образом массу органо-минеральной фракции (mineral–SOM) в виде осадка. Содержание $C_{орг}$ во всех выделенных фракциях определяли на автоматическом CHNS-анализаторе фирмы Leco (Leco Corporation, США). Поскольку навески oLF с $\rho < 1.6$ г см$^{-3}$ оказалось недостаточно для проведения необходимых анализов было принято решение объединить ее с фракцией oLF с $\rho = 1.6–2.0$ г см$^{-3}$. Полученная комбинированная фракция с $\rho < 2.0$ г см$^{-3}$ далее будет обозначаться oLF.

Статистическая обработка данных

Большинство анализов выполняли в 3-кратной повторности. На графиках и в таблицах представлены средние значения ± стандартная ошибка (SE). По результатам фракционирования ОВ был проведен однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA, Краскелла–Уоллиса) с последующей процедурой попарных множественных сравнений (критерий Тьюки), выполненный для трех и более выборок. На графиках латинскими буквами показана значимость различий при $p = 0.05$ для слоев 0–5 и 5–10 см. Линейные регрессионные зависимости оценивали методом наименьших квадратов и принимались значимыми при $p = 0.05$. Для статистической обработки экспериментальных данных и их визуализации использовали Microsoft Excel (Office 2016) с программным пакетом Анализ данных, Statistica 10 [52] и R 3.2.4 [47].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Динамика содержания $C_{орг}$ и $N_{общ}$ в постагрогенных почвах

Содержание $C_{орг}$. Залежная сукцессия как на темно-серой почве, так и на черноземе миграционно-мицелярном сопровождалась наиболее заметным накоплением $C_{орг}$ в слое 0–5 см (рис. 1). В более глубоких слоях почвы увеличение содержания $C_{орг}$ в ходе постагрогенного развития было выражено гораздо слабее или не проявлялось вовсе. В хроноряду на темно-серой почве содержание $C_{орг}$ в почве 10-летней залежи на всех глубинах было немного ниже, чем в почве агроценоза (рис. 1А). Это, на наш взгляд, связано не с потерями $C_{орг}$ в первые годы постагрогенного развития, а обусловлено достаточно высокой окультуренностью пахотной почвы. В литературе неоднократно отмечалось, что исходное состояние пашни, выступающей в качестве контроля постагрогенных изменений, оказывает заметное влияние на динамику содержания $C_{орг}$ после прекращения сельскохозяйственного использования [14, 20]. Когда мы исключили пахотный участок из сравнительного анализа в хроноряду на темно-серой почве, то постепенный рост содержания $C_{орг}$ стал очевидным: от 21.7 г С кг$^{-1}$ почвы под 10-летней залежью до 29.7 г С кг$^{-1}$ почвы под залежью 45 лет, заросшей древесной растительностью. В почве коренного леса содержание $C_{орг}$ в самом верхнем слое составляло 62.3 г С кг$^{-1}$, что может рассматриваться как предельная величина накопления $C_{орг}$ в изучаемом регионе при отсутствии антропогенного воздействия на почвы.

В черноземе миграционно-мицелярном содержание $C_{орг}$ в слое 0–5 см при постагрогенном восстановлении выросло в 2 раза: с 33.6 на пашне до 67.1 г С кг$^{-1}$ почвы под 60-летней залежью, где

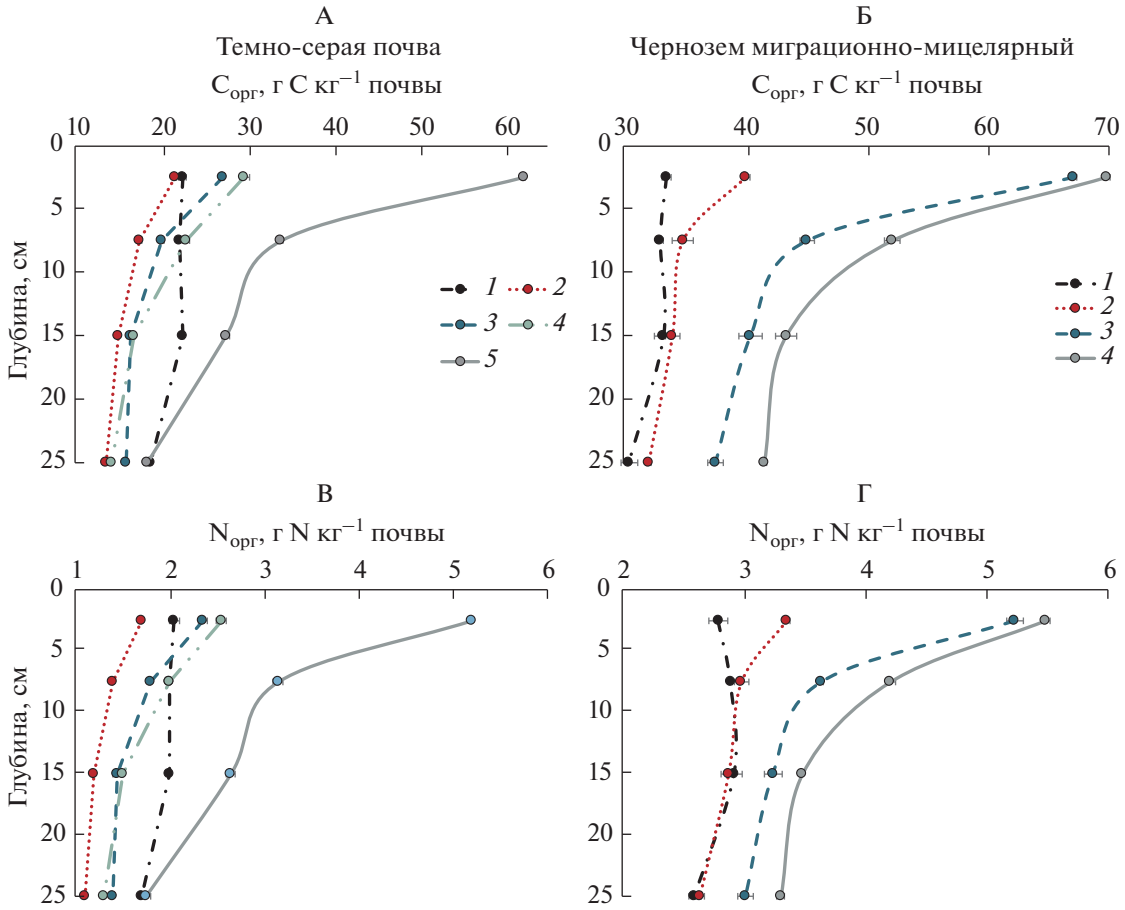


Рис. 1. Динамика содержания $C_{орг}$ (А, Б) и $N_{общ}$ (В, Г) в слое 0–30 см в процессе постагрогенной эволюции темно-серой почвы и чернозема миграционно-мицелярного. На А и В: *1* – пашня, *2* – залежь 10 лет, *3* – залежь 30 лет, *4* – залежь 45 лет, *5* – зрелый дубовый лес. На Б и Г: *1* – пашня, *2* – залежь 10 лет, *3* – залежь 60 лет, *4* – степь.

оно практически достигло уровня $C_{орг}$ в почве под некосимой степью — 69.8 г C кг$^{-1}$ почвы (рис. 1Б).

Регулярное перемешивание пахотного слоя в результате распашки приводило к выравниванию содержания $C_{орг}$ в пахотном слое. Постагрогенное восстановление почв, как правило, сопровождалось усилением дифференциации бывшего пахотного слоя по содержанию $C_{орг}$ (рис. 1А). Так, в хроноряду на темно-серой почве разница по этому показателю между слоями 0–5 и 20–30 см с возрастом залежей постепенно увеличивалась, достигая максимума в почве естественного ценоза – 44.0 г C кг$^{-1}$ почвы. Дифференциация гумусового горизонта чернозема по содержанию $C_{орг}$ в ходе постагрогенного развития была менее выражена, чем в темно-серой почве (рис. 1Б). Это связано с более равномерным поступлением в слой 0–30 см почвы ежегодно отмирающих корней степных видов растений, характеризующихся глубоко проникающей корневой системой по сравнению с травянистой растительностью под пологом леса. Разница по содержанию $C_{орг}$ между слоями 0–5 и 20–30 см в целинной степи была существенно ниже и составляла 28.2 г C кг$^{-1}$ почвы.

Содержание $N_{общ}$. Постагрогенная динамика содержания общего азота ($N_{общ}$) в почвах практически полностью повторяла динамику $C_{орг}$ (рис. 1В, 1Г). Так, содержание $N_{общ}$ в слое 0–5 см в хроноряду на темно-серой почве за 45 лет залежного развития возрастало с 2.1 до 2.6 г N кг$^{-1}$ (рис. 1В), существенно не дотягивая до уровня почвы, сформированной под коренным лесом (5.2 г N кг$^{-1}$). Постепенное увеличение содержания $N_{общ}$ в ходе демутационной сукцессии отмечалось, как и в случае с $C_{орг}$, только в сравнении с залежью 10-летнего возраста. В хроноряду на черноземе миграционно-мицелярном содержание $N_{общ}$ в слое 0–5 см демонстрировало более отчетливый рост, чем на темно-серой почве. В течение 60 лет залежного режима оно увеличилось почти в 2 раза и совсем незначительно отличалось от уровня, характерного для почвы под некосимой степью (5.2 против 5.5 г N кг$^{-1}$). В более глубоких слоях увеличение содержания $N_{общ}$ в хо-

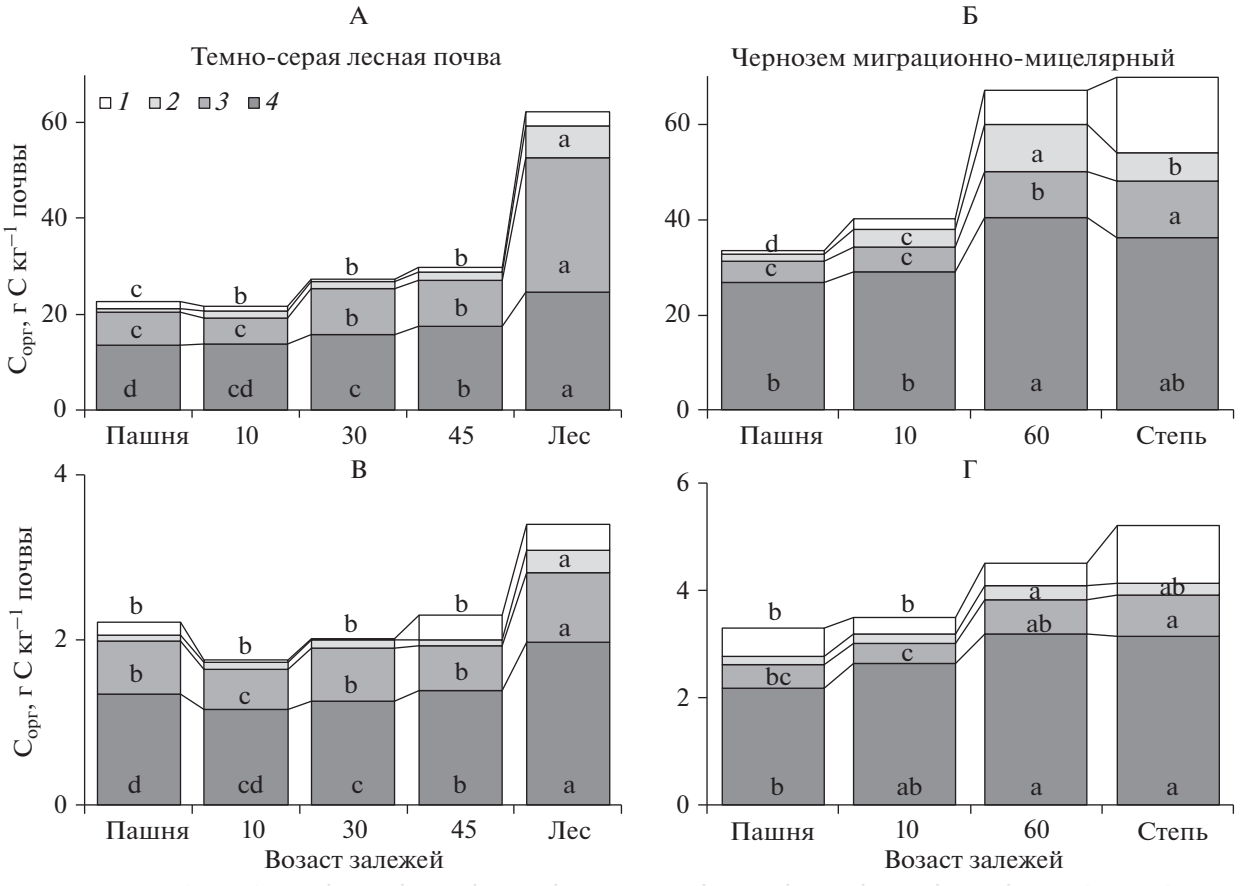


Рис. 2. Изменение $C_{орг}$ фракций в слоях 0–5 см (А, Б) и 5–10 см (В, Г) в ходе постагрогенной эволюции темно-серой почвы и чернозема миграционно-мицелярного: *2* – свободное ОВ почв ($\rho < 1.6$ г см$^{-3}$), *3* – окклюдированное ОВ почв ($\rho < 2.0$ г см$^{-3}$), *4* – органо-минеральная фракция почв ($\rho > 2.0$ г см$^{-3}$), *1* – разница между суммой фракций и общим содержанием $C_{орг}$ (показано белым цветом) включает растворенное органическое вещество (DOC) и вероятные потери при отборе и промывании фракций (латинскими буквами показана значимость различий при $p = 0.05$).

де демутационной сукцессии было не столь значительным (рис. 1Г).

В почвах обоих хронорядов также выявлено усиление дифференциации бывшего пахотного горизонта по содержанию $N_{общ}$. Разница по этому показателю между слоями 0–5 и 20–30 см, как и в случае с $C_{орг}$, увеличивалась с возрастом залежей, достигая максимума в почвах под естественной растительностью.

Значительное накопление общего азота в почвах в ходе их постагрогенного развития вызвано теми же причинами, что и увеличение $C_{орг}$, поскольку поступающие в почву растительные остатки являются источником всех биогенных элементов, включая N. И так как в постагрогенных почвах практически в равных пропорциях накапливались C и N, то их отношение в ходе восстановительной сукцессии в почвах обоих хронорядов менялось незначительно, варьируя между 10.5 и 12.5 (данные не представлены). В слое 0–30 см постагрогенных почв не наблюдали отчетливой дифференциации величины C/N ни в темно-серой почве, ни в черноземе миграционно-мицелярном. Наибольшая дифференциация гумусового горизонта по отношению C/N ожидаемо выявлялась в почвах под коренным дубовым лесом и некосимой степью.

Динамика денситометрических фракций ОВ

Содержание углерода фракции fLF в слое 0–5 см в хроноряду на темно-серой почве за 45 лет постагрогенного развития возросло более чем в 2 раза: с 0.7 на пашне до 1.8 г С кг$^{-1}$ под молодым лесом (рис. 2А). Содержание углерода фракции oLF было существенно больше, чем во фракции fLF (7.1–9.7 г С кг$^{-1}$), но увеличивалось в ходе восстановительной сукцессии менее заметно (в 1.4 раза). Органо-минеральная фракция была преобладающей в составе ОВ изучаемой темно-серой почвы, и содержание $C_{орг}$ в ней за 45 лет залежного режима увеличилось в 1.3 раза (с 13.4 до 17.5 г С кг$^{-1}$). Ни в одной из фракций содержание углерода в слое 0–

Таблица 2. Взаимосвязь (R^2) между общим содержанием органического углерода ($C_{орг}$) в постагрогенных почвах лесостепной зоны и содержанием углерода в различных денситометрических фракциях ОВ: свободной (fLF), окклюдированной (oLF) и органо-минеральной (mineral–SOM)

Слой почвы, см	fLF, ρ < 1.6 г см$^{-3}$	oLF, ρ < 2.0 г см$^{-3}$	Mineral–SOM, ρ > 2.0 г см$^{-3}$
Темно-серая почва			
0–5	0.97*	0.99*	0.97*
5–10	0.80**	0.79**	0.99*
Чернозем миграционно-мицелярный			
0–5	0.73^{ns}	0.95**	0.90**
5–10	0.54^{ns}	0.97**	0.79^{ns}

* $p < 0.01$; ** $p = 0.01–0.05$; ^{ns} – связь не значима.

5 см за 45 лет постагрогенного развития не достигало уровня, характерного для почвы под коренным дубовым лесом (рис. 2А).

В слое 5–10 см постагрогенная динамика содержания углерода во всех выделенных фракциях повторяла закономерности, выявленные для слоя 0–5 см. Но содержание углерода в них было существенно ниже и составляло 0.07–0.10, 0.5–0.6 и 1.2–1.4 г С кг$^{-1}$ для фракций fLF, oLF и mineral–SOM соответственно, не достигая уровня естественного ценоза (рис. 2В).

В хроноряду, расположенном на черноземе миграционно-мицелярном, в слое 0–5 см за 60 лет постагрогенного развития произошло 6-кратное увеличение содержания углерода фракции fLF (от 1.4 до 10.0 г С кг$^{-1}$) и 2-кратное – содержания углерода во фракции oLF (рис. 2Б). Содержание углерода фракции mineral–SOM увеличилось менее существенно (в 1.5 раза): с 26.7 до 40.5 г С кг$^{-1}$. В этом хроноряду в почве под 60-летней залежью содержание углерода во фракциях fLF и mineral–SOM превысило таковое в почве под целинной степью (рис. 2Б).

В слое 5–10 см содержание углерода во всех выделенных фракциях было существенно ниже, чем в слое 0–5 см. Однако их постагрогенная динамика показывала сходные закономерности. Так, содержание углерода фракции fLF последовательно возрастало от 0.15 г С кг$^{-1}$ на пашне до 0.26 г С кг$^{-1}$ в 60-летней залежи и затем незначительно снижалось (до 0.21 г С кг$^{-1}$) в почве под некосимой степью (рис. 2Г). Содержание углерода фракции oLF и mineral–SOM увеличилось за 60 лет залежного развития в 1.5 раза (рис. 2Б, 2Г), достигая уровня естественного ценоза для фракции mineral–SOM.

Таким образом, показано, что в зоне лесостепи в ходе демутационных сукцессий, идущих по пути восстановления и лесного ценоза, и степной растительности, в слое 0–10 см наблюдалось увеличение содержания углерода во всех денситометрических фракциях. Регрессионный анализ показал наличие тесной взаимосвязи ($R^2 = 0.87–0.99$) между общим содержанием $C_{орг}$ в почвах обоих хронорядов и содержанием углерода во всех денситометрических фракциях в слое 0–5 см, за исключением fLF в черноземе миграционно-мицелярном (табл. 2). В слое 5–10 см аналогичный тип связи был слабее ($R^2 = 0.79–0.99$).

Анализ изменения доли углерода различных фракций в общем пуле $C_{орг}$ в ходе самовосстановления пахотных почв представляет самостоятельный интерес, поскольку дает нам представление о соотношении функциональных групп в составе ОВ и позволяет судить о процессах его стабилизации в почвах. Доля углерода фракции fLF в слое 0–5 см закономерно возрастала в соответствии с возрастом залежей в обоих хронорядах (рис. 3). При этом, если в пахотных почвах доля углерода свободной фракции имела близкие значения (0.03–0.04), то за 45 лет восстановительной сукцессии на темно-серой почве доля fLF в составе ОВ увеличилась в 2 раза, а на черноземах за 60 лет залежного развития аналогичный прирост произошел почти в 4 раза.

Обращает на себя внимание, что доля oLF в составе ОВ темно-серой почвы была в 1.5–2.5 раза больше, чем в черноземе миграционно-мицелярном. В обоих хронорядах доля углерода фракции oLF в ходе постагрогенного развития практически не изменялась (рис. 3). Доля углерода органо-минеральной фракции в хроноряду на темно-серой почве за 45 лет постагрогенного развития была постоянной (снижение составило всего 0.02 ед.), в то время как в хроноряду на черноземе миграционно-мицелярном за 60 лет залежного развития снижение доли mineral–SOM было существенным: с 0.8 до 0.6. С одной стороны, это связано с ростом доли углерода фракции fLF в составе ОВ почв, а с другой может быть вызвано существенным увеличением доли потерь ОВ при проведении фракционирования, причину которого мы пока не можем объяснить.

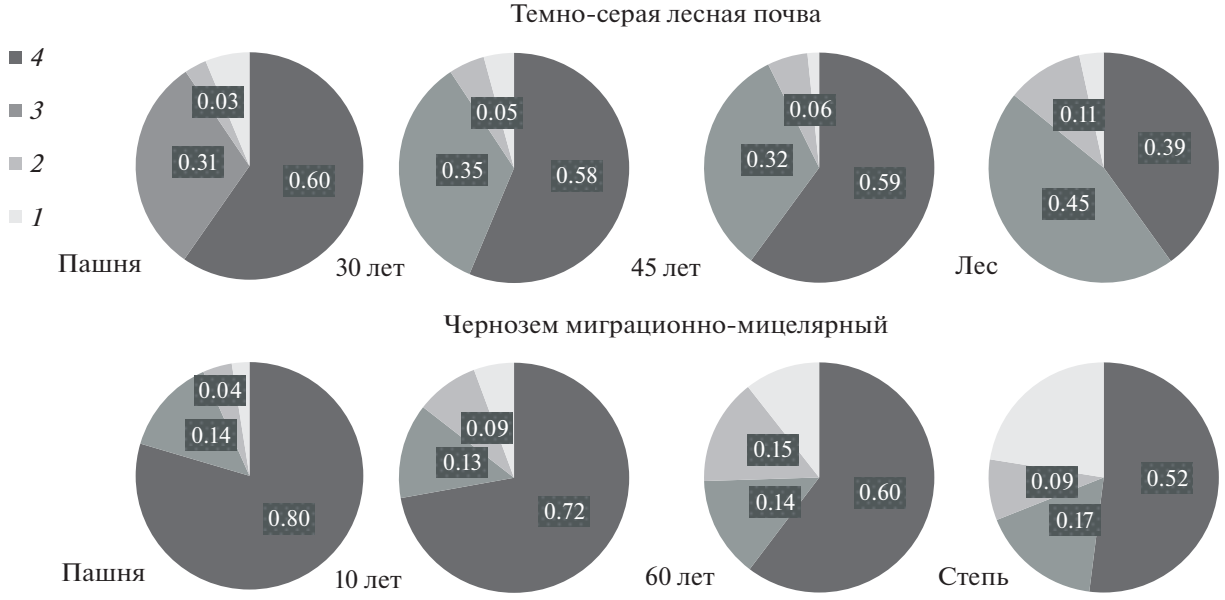


Рис. 3. Относительная доля различных фракций ОВ в общем пуле $C_{орг}$ (слой 0–5 см) в хронорядах на темно-серой почве и черноземе миграционно-мицелярном: *2* – свободное ОВ почв (fLF, $\rho < 1.6$ г см$^{-3}$), *3* – окклюдированное ОВ почв (oLF, $\rho < 2.0$ г см$^{-3}$), *4* – органо-минеральная фракция почв ($\rho > 2.0$ г см$^{-3}$), *1* – разница между суммой фракций и общим содержанием $C_{орг}$ (показана белым цветом) включает растворенное органическое вещество (DOC) и вероятные потери при отборе и промывании фракций.

Сравнительная оценка периода постагрогенного восстановления пахотных почв в зоне лесостепи. Чтобы количественно оценить степень восстановления залежных почв, исследуемые свойства почв были нормализованы по отношению к средним значениям соответствующих свойств для почв под естественными ценозами (рис. 4). Показано, что на темно-серой почве уровень большинства исследуемых параметров в верхнем 0–5 см слое постагрогенных почв за 45 лет залежного режима составлял около 60% от уровня естественного ценоза (рис. 4). В то же время на черноземах за 60 лет демутационной сукцессии уровень большинства исследуемых параметров в верхнем 0–5 см слое приближался к уровню естественного ценоза, а по некоторым свойствам (содержание углерода фракций fLF и mineral–SOM) достигал или превышал его (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Заметное увеличение содержания $C_{орг}$ в изученных почвах после прекращения распашки является следствием восстановления травянистой или древесной растительности и отсутствием изъятия растительной биомассы. В почве под лесной растительностью увеличение содержания $C_{орг}$ в значительной степени обусловлено биологической аккумуляцией ОВ за счет образования подстилки и непрерывного поступления органических веществ преимущественно в верхние слои почвы [7, 10, 32]. В степном и луговом ценозах накопление $C_{орг}$ происходит благодаря высокому количеству постоянно отмирающей подземной фитомассы [9]. Постагрогенная динамика содержания $C_{орг}$ зависит также от свойств и особенностей самой почвы, в том числе от степени окультуренности бывшего пахотного участка и гранулометрического состава [14, 15, 20]. Немаловажную роль в процессах образования и стабилизации ОВ в почвах играет количество и качество поступающего растительного опада [17, 28, 46, 49]. Например, лесная подстилка содержит больше лигнина и липидов (стабильных компонентов) и меньше легкодоступных соединений по сравнению со степным войлоком. Сравнение изотопного состава корневого и наземного опада показало преобладание молекулярных структур корней в почвенном ОВ [45] и в почвенных микроорганизмах [38]. Это означает, что $C_{орг}$, полученный из корневого опада в черноземах, будет храниться более продолжительный период, чем надземный растительный материал, преимущественно поступающий в темно-серые почвы.

Именно незначительное количество поступающих на поверхность пашни растительных остатков, особенно по сравнению с почвами лесных ценозов, где хорошо развита подстилка [3, 31], объясняет низкое содержание углерода фракции fLF в поверхностном слое пахотных почв (0.71–1.39 г С кг$^{-1}$). Почвы естественных ценозов в обоих хронорядах содержали значительные и доволь-

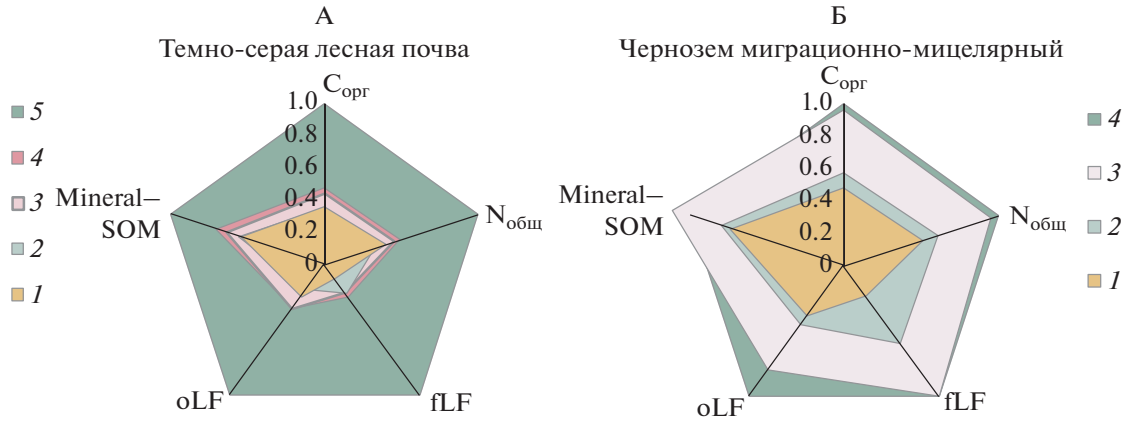


Рис. 4. Относительные изменения почвенных свойств (слое 0–5 см) в процессе постагрогенного восстановления темно-серой почвы и чернозема миграционно-мицелярного: $C_{орг}$ – содержание органического углерода, $N_{общ}$ – содержание общего азота, fLF – содержание углерода свободной фракции, и oLF – содержание углерода окклюдированной фракции. На А: *1* – пашня, *2* – залежь 10 лет, *3* – залежь 30 лет, *4* – залежь 45 лет, *5* – зрелый дубовый лес. На Б: *1* – пашня, *2* – залежь 10 лет, *3* – залежь 60 лет, *4* – степь. Все свойства нормализованы по отношению к средним значениям соответствующих свойств для почв под естественными ценозами, которые на диаграмме соответствуют величине 1.0.

но близкие количества углерода во фракции fLF (6.0–6.6 г С $кг^{-1}$). По-видимому, это можно объяснить близкими величинами поступающих в почвы растительных остатков, которые в значительной мере будут определяться практически одинаковым биоклиматическим потенциалом регионов исследования. Так, согласно данным Базилевич [6], масса подстилки в дубравах лесостепи составляет 10–15 т $га^{-1}$ при незначительных количествах корневого опада, в то время как в разнотравно-злаковых степных ассоциациях масса подстилки существенно ниже (3.4–6.0 т $га^{-1}$), но высока масса отмерших подземных органов (5.0–11.6 т $га^{-1}$). Доля фракции fLF в почвах изучаемых естественных ценозов лесостепной зоны также близка и составляет 11 и 9% для лесного и степного ценозов соответственно. Считается, что в лесных почвах содержание углерода фракции с плотностью ниже 1.6 г $см^{-3}$ может составлять существенную часть – от 18 до 40% от общего содержания органического углерода [3, 26–28, 31] и др. Это обусловлено: 1) высоким содержанием подстилки в лесных почвах [22] и непрерывностью поступления свежего ОВ [5]; 2) обогащенностью растительных остатков ароматическими, алкил–С и фенольными соединениями (в составе хвойной лесной подстилки) и, следовательно, их низкой подверженностью микробному разложению [29, 55]; 3) защитой в агрегатах – стабильных и нестабильных [22].

Выявленные более низкие темпы накопления углерода свободной фракции в хроноряду на темно-серой почве по сравнению постагрогенными черноземами (рис. 2) могут объективно быть обусловлены меньшей длительностью постагрогенного периода: 45 лет на темно-серой почве против 60 лет — на черноземе миграционно-мицелярном. Ранее показано [13], что восстановление почвенных свойств в зоне широколиственных лесов требует более длительного периода (>100 лет) по сравнению с почвами степей (40–60 лет). Кроме того, в почвах лесных ценозов отмечается меньшая степень и скорость минерализации растительных остатков по сравнению с черноземами, где преобладают травянистые виды [3]. Наличие трудноразлагаемых компонентов в составе лесных подстилок в совокупности с более низкими температурами под покровом леса по сравнению с открытыми степными участками также будет способствовать более медленному разложению растительных остатков в лесных ценозах по сравнению со степными. Более существенное увеличение доли fLF в составе ОВ постагрогенных почв в зоне степи объясняется включением в эту фракцию растительных остатков, представленных легкоразлагаемым травяным и корневым опадом [34, 36].

Обнаруженное значительное преобладание фракции oLF в почве коренного дубового леса по сравнению со степным ценозом также в значительной степени обусловлено различиями в исходном качестве растительных остатков. В исследованиях Гуниной с соавт. [28] на основе данных о биоразлагаемости подстилки хвойных и широколиственных лесов и лугов был сделан вывод о зависимости доли окклюдированной фракции в составе почвенного ОВ от исходного качества растительных остатков. Наши данные хорошо подтверждаются исследованиями, проведенными в других климатических зонах. Относительное увеличение oLF в почвах таежной зоны (подзолы и дерново-подзолистые почвы), по мнению Калининой с соавт. [32, 33, 37], может быть обусловлено включением в состав этой

фракции ОВ, образующегося в верхнем слое почв под лесной растительностью в результате разложения подстилки. Увеличение доли oLF в составе ОВ постагрогенных почв во всех природных зонах в значительной степени связано с быстрым образованием макроагрегатов в процессе постагрогенной эволюции [37].

Увеличение содержания фракции mineral–SOM в ходе постагрогенного развития в почвах лесостепной зоны (рис. 2) подтверждается результатами исследований других авторов [10, 34, 37]. Эта фракция, имеющая самую высокую плотность и состоящая преимущественно из органо-глинистых комплексов, в значительной степени обеспечивает стабилизацию ОВ почв и играет существенную роль в процессах длительной секвестрации атмосферного углерода [4, 17]. Ранее нами показано, что почвы постагрогенных экосистем представляют собой существенный резервуар стока атмосферного углерода, особенно на первых этапах залежной сукцессии [33, 36].

Накопление углерода во всех денситометрических фракциях ОВ почв в ходе демутационных сукцессий ранее показано для разных типов почв [10, 34, 35]. Корреляция между содержанием углерода в различных фракциях ОВ и общим пулом органического углерода выявлена в хронорядах залежных почв различных климатических зон России [33–35], на северо-западе Италии [25], при лесовозобновлении на залежах в США [24, 50], эвкалиптовых плантациях Бразилии [43] и на залежах Новой Зеландии [30].

Как уже указывалось ранее, по оценкам Люри [13] для восстановления залежных почв в зоне широколиственных лесов требуется 100 и более лет, а под степной растительностью существенно меньше — 40–60 лет. Оценки периодов восстановления ОВ темно-серых почв и черноземов, полученные в нашем исследовании, хорошо укладываются в эти сроки. Скорость и время полного восстановления залежных земель зависит от степени их деградации вследствие сельскохозяйственной обработки, глубины пахотного горизонта, биоклиматического потенциала региона, материнской породы и скорости восстановления растительности [13]. В пределах одной биоклиматической зоны (лесостепь) с близкими климатическими характеристиками, но разным типом демутационной сукцессии, ключевыми факторами, ускоряющими постагрогенное восстановление почв, является восстановление степной растительности и уникальные генетические особенности черноземов, которые более устойчивы к проявлению процессов деградации, вызванных интенсивным сельскохозяйственным использованием почв [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе постагрогенного восстановления почв разных типов, но относящихся к одной биоклиматической зоне, выявлены сходные закономерности изменения содержания $C_{орг}$ и денситометрических фракций ОВ, обусловленные более интенсивным поступлением растительных остатков на поверхность залежных почв по сравнению с пахотными. Они заключались в: 1) наиболее выраженном накоплении органического углерода и общего азота в слое 0–5 см, 2) дифференциации бывшего пахотного слоя с гомогенным распределением $C_{орг}$ и $N_{общ}$ и формировании поверхностно-аккумулятивного типа распределения, характерного для почв естественных экосистем; 3) увеличении содержания углерода во всех денситометрических фракциях и изменении их доли в общем пуле $C_{орг}$. Эти изменения затрагивали всю верхнюю часть гумусового горизонта, но особенно рельефно были выражены в слое 0–5 см. Постагрогенное восстановление почв сопровождалось также изменением соотношения различных функциональных пулов в составе ОВ, что свидетельствует об изменении качественного состава органического вещества.

Наиболее значимое различие при постагрогенном развитии почв разных типов в пределах одной биоклиматической зоны заключалось в длительности периода, необходимого для полного восстановления как общего пула органического углерода, так и его отдельных фракций. На темно-серой почве уровень большинства исследуемых свойств в верхнем 0–5 см слое постагрогенных почв за 45 лет залежного режима составлял не более 60% от уровня естественного ценоза. На черноземах за 60 лет демутационной сукцессии уровень большинства исследуемых параметров в верхнем 0–5 см слое приближался к уровню, характерному для почв целинной степи, а по некоторым свойствам (содержание углерода фракций fLF и mineral–SOM) достигал или превышал его. Несмотря на приуроченность к одной биоклиматической зоне, исходные генетические различия почв и возобновление контрастных типов растительности на залежных землях были теми факторами, которые оказали определяющее влияние на скорость восстановления почв после прекращения сельскохозяйственного использования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнялась в рамках государственного задания “Исследование почвенных предшественников, источников и стоков парниковых газов в связи с климатическими изменениями” (рег. № 0191-2019-0045) при поддержке гранта РФФИ 18-04-00773а.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. Москва: ГЕОС, 2010. 240 с.
2. *Артемьева З.С., Рыжова И.М., Силева Т.М., Ерохова А.А.* Стабилизация органического углерода в микроагрегатах дерново-подзолистых почв в зависимости от характера землепользования // Вестник Московского университета. Сер. 17, почвоведение. 2013. № 3. С. 19–26.
3. *Артемьева З.С., Федотов Г.Н.* Состав функциональных пулов легкоразлагаемого органического вещества автоморфных зонального ряда почв центра Русской равнины // Вестник Московского университета. Сер. 17, почвоведение. 2013. № 4. С. 3–10.
4. *Артемьева З.С., Кириллова Н.П.* Роль продуктов органо-минерального взаимодействия в структурообразовании и гумусообразовании основных типов почв центра Русской равнины // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2017. № 90. С. 73–95. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-90-73-95
5. *Артемьева З.С.* Некоторые особенности динамики качественного состава органического вещества дерново-подзолистых почв в период зарастания пашни лесом // Проблемы региональной экологии. 2017. № 2. С. 54–59.
6. *Базилевич Н.И.* Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. Москва: Наука, 1993. 293 с.
7. *Владыченский А.С., Телеснина В.М., Чалая Т.А.* Влияние поступления растительного опада на биологическую активность постагрогенных почв южной тайги // Вестник Московского университета. Сер. 17, почвоведение. 2012. № 1. С. 3–10.
8. *Гагарина Э.И., Растворова О.Г., Счастная Л.С., Касаткина Г.А., Федорова Н.Н., Чуков С.Н., Русаков А.В. и др.* Почвы природных зон Русской равнины. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 2007. 197 с.
9. *Ермолаев А.М., Ширшова Л.Т.* Влияние погодных условий и режима использования сеяного луга на продуктивность травостоя и свойства серых лесных почв // Почвоведение. 2000. № 2. С. 1501–1508.
10. *Ерохова А.А., Макаров М.И., Моргун Е.Г., Рыжова И.М.* Изменение состава органического вещества дерново-подзолистых почв в результате естественного восстановления леса на пашне // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1308–1314. https://doi.org/10.7868/S0032180X14110045
11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
12. *Ларионова А.А., Золотарева А.Н., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Кузяков Я., Бюггер Ф.* Идентификация лабильного и устойчивого пулов органического вещества в агросерой почве // Почвоведение. 2011. № 6. С. 685–698.
13. *Люри Д.И., Горячкин С.В. и др.* Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. Москва: ГЕОС, 2010. 246 с.
14. *Романовская А.А.* Аккумуляция азота и углерода почвами залежных земель России // Lžūu Mokslo Darbai. 2008. № 80(33). С. 82–91.
15. *Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезенная М.А.* Динамика и структура запасов углерода в постагрогенных экосистемах южной тайги // Почвоведение. 2014. № 12. С. 1426–1435. https://doi.org/10.7868/S0032180X14090111
16. *Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезенная М.А.* Изменение запасов углерода в постагрогенных экосистемах в результате естественного восстановления лесов Костромской области // Лесоведение. 2015. № 4. С. 307–317.
17. *Семенов В.М., Иванникова Л.А., Тулина А.С.* Стабилизация органического вещества в почве // Агрохимия. 2009. № 10. С. 77–96.
18. *Семенов В.М., Когут Б.М.* Почвенное органическое вещество. Москва: ГЕОС, 2015. 233 с.
19. *Телеснина В.М., Ваганов И.Е., Карлсен А.А., Иванова А.Е., Жуков М.А., Лебедев С.М.* Особенности морфологии и химических свойств постагрогенных почв южной тайги на легких отложениях (Костромская область) // Почвоведение. 2016. № 1. С. 115–129. https://doi.org/10.7868/S0032180X16010111
20. *Телеснина В.М., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермолаев А.М., Мирин Д.М.* Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагрогенного развития в разных биоклиматических зонах // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1514–1534. https://doi.org/10.7868/S0032180X17120115
21. *Федотов Г.Н., Артемьева З.С.* Коллоидная составляющая грануло-денсиметрических фракций почв // Почвоведение. 2015. № 1. С. 61–70. https://doi.org/10.7868/S0032180X15010049
22. *Besnard E., Chenu C., Balesdent J., Puget P., Arrouays D.* Fate of particulate organic matter in soil aggregates during cultivation // Eur. J. Soil Sci. 1996. 47. P. 495–503. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01849.x
23. *Crow S.E., Swantson C.W., Lajtha K., Brooks J.R., Keirstead H.* Density fractionation of forest soils: methodological questions and interpretation of incubation results and turnover time in an ecosystem context // Biogeochemistry. 2007. V. 85. P. 69–90. https://doi.org/10.1007/s10533-007-9100-8
24. *Degryze S., Six J., Paustian K., Morris S.J., Paul E.A., Merckx R.* Soil organic carbon pool changes following land-use conversions // Global Change Biology. 2004. V. 10. P. 1120–1132. https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2003.00786.x
25. *Del Galdo I., Six J., Peressotti A., Francesca M.C. (assessing).* The impact of land-use change on soil C sequestration in agricultural soils by means of organic matter fractionation and stable C isotopes // Global Change Biology. 2003. V. 9. P. 1204–1213. https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00657.x

26. *Gruenewald G., Kaiser K., Jahn R., Guggenberger G.* Organic matter stabilization in young calcareous soils as revealed by density fractionation and analysis of lignin-derived constituents // Organic Geochemistry. 2006. V. 37(11). P. 1573–1589. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.05.002

27. *Gruetineberg E., Schoening I., Hessenmoeller D., Schulze E.D., Weisser W.W.* Organic layer and clay content control soil organic carbon stocks in density fractions of differently managed German beech forests // Ecol Manag. 2013. V. 303. P. 1–10. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.03.014

28. *Gunina A., Ryzhova I., Dorodnikov M., Kuzyakov Ya.* Effect of plant communities on aggregate composition and organic matter stabilization in young soils // Plant and Soil. 2015. V. 387(1–2). P. 265–275. https://doi.org/10.1007/s11104-014-2299-y

29. *Helfrich M., Ludwig B., Buurman P., Flessa H.* Effect of land use on the composition of soil organic matter in density and aggregate fractions as revealed by solid-state 13C NMR spectroscopy // Geoderma. 2006. V. 136. P. 331–341. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.03.048

30. *Huang Z., Murray D.R., Condron L.M., Clinton P.W.* Soil carbon pools, plant biomarkers and mean carbon residence time after afforestation of grassland with three tree species // Soil Biol. Biochem. 2011. V. 43. P. 1341–1349. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.03.008

31. *John B., Yamashita T., Ludwig B., Flessa H.* Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use // Geoderma. 2005. № 128(1–2). P. 63–79. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.013

32. *Kalinina O., Goryachkin S.V., Karavaeva N.A.* Self-restoration of post-agrogenic sandy soils in the southern Taiga of Russia. Soil development, nutrient status, and carbon dynamics // Geoderma. 2009. 152. P. 35–42. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.05.014

33. *Kalinina O., Goryachkin S.V., Karavaeva N.A. et al.* Dynamics of carbon pools in post-agrogenic sandy soils of southern taiga of Russia // Carbon Balance and Management. 2010. V. 5. P. 1. https://doi.org/10.1186/1750-0680-5-1

34. *Kalinina O., Krause S.-E., Goryachkin S.V., Karavaeva N.A., Lyuri D.I., Giani L.* Self-restoration of post-agrogenic Chernozems of Russia: soil development, carbon stocks, and dynamics of carbon pools // Geoderma. 2011. V. 162. P. 196–206. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.02.005

35. *Kalinina O., Chertov O., Dolgikh A.V., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Vormstein S., Giani Luise.* Self-restoration of post-agrogenic Stagnic Albeluvisols: Soil development, carbon stocks and dynamics of carbon pools // Geoderma. 2013. V. 207–208. P. 221–233. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.05.019

36. *Kalinina O., Barmin A.N., Chertov O., Dolgikh A.V., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Giani L.* Self-restoration of post-agrogenic soils of Calcisol–Solonetz complex: soil development, carbon stock dynamics of carbon pools // Geoderma. 2014. V. 237–238. P. 117–128. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.08.013

37. *Kalinina O., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Giani L.* Post-agrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // Catena. 2015. V. 129. P. 18–29. https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.016

38. *Kramer C., Trumbore S., Fröberg M., Cisneros Dozal L.M., Zhang D., Xu X., Santos G.M., Hanson P.J.* Recent (<4 year old) leaf litter is not a major source of microbial carbon in a temperate forest mineral soil // Soil Biol. Biochem. 2010. 42. P. 1028–1037. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.02.021

39. *Kurganova I., Teepe R., Loftfield N.* Influence of freeze-thaw events on carbon dioxide emission from soil at different moisture and land use // Carbon Balance and Management. 2007. V. 2. P. 1–9. https://doi.org/10.1186/1750-0680-2-2

40. *Kurganova I.N., Lopes De Gerenyu V.O., Shvidenko A.Z., Sapozhnikov P.M.* Changes in the organic carbon pool of abandoned soils in Russia (1990–2004) // Eurasian Soil Science. 2010. V. 43. №. 3. P. 333–340. https://doi.org/10.1134/S1064229310030129

41. *Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Kuzyakov Y.* Large-scale carbon sequestration in post-agrogenic ecosystems in Russia and Kazakhstan // Catena. 2015. V. 133. P. 461–466. https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.06.002

42. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Mostovaya A.S., Ovsepyan L.A., Telesnina V.M., Lichko V.I., Baeva Yu.I.* The Effect of Reforestation on Microbial Activity in Post-Agrogenic Soils in European Part of Russia // Contemporary Problems of Ecology. 2018. V. 7. P. 748–760. https://doi.org/10.1134/S1995425518070089

43. *Lima A.M.N., Silva I.R., Neves J.C.L., Novais R.F., Barros N.F., Mendonca E.S., Smyth T.J., Moreira M.S., Leite F.P.* Soil organic carbon dynamics following afforestation of degraded pastures with eucalyptus in southeastern Brazil // Forest Ecology and Management. 2006. V. 235(1–3). P. 219–231. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2006.08.331

44. *Lopes de Gerenyu V.O., Kurganova I.N., Kuzyakov Ya.* Carbon pool and sequestration in former arable Chernozems depending on restoration period // Ekologija. 2008. V. 54(4). P. 232–238. https://doi.org/10.2478/v10055-008-0034-9

45. *Mendez-Millan M., Dignac M.-F., Rumpel C., Rasse D.P., Derenne S.* Molecular dynamics of shoot vs. root biomarkers in an agricultural soil estimated by natural abundance 13C labelling // Soil Biol. Biochem. 2010. 42. P. 169–177. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.10.010

46. *Pérez-Cruzado C., Mansilla-Salinero P., Rodríguez-Soalleiro R., Merino A.* Influence of tree species on carbon sequestration in afforested pastures in a humid temperate region // Plant and Soil. 2011. V. 353. № 1–2. P. 333–353. https://doi.org/10.1007/s11104-011-1035-0

47. R Core Team (2018). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

48. *Poeplau C., Don A., Six J., Kaiser M, Benbi D., Chenu C., Cotrufo M.F., Derrien D., Gioacchini P., Grand S., Gregorich E., Griepentrog M., Gunina A., Haddix M., Kuzyakov Y., Kühnel A., Macdonald L.M., Soong J., Tri-*

galet S., Vermeire M.-L., Rovira P., van Wesemael B., Wiesmeier M., Yeasmin S., Yevdokimov I., Nieder R. Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison // Soil Biol. Biochem. 2018. V. 125. P. 10–26. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025

49. *Schmidt M.W.I., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens I.A., Kleber M., Kögel-Knabner I., Lehmann J., Manning D.A.C., Nannipieri P., Rasse D.P., Weine, S., Trumbore S.E.* Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // Nature. 2011. V. 478. P. 49–56. https://doi.org/10.1038/nature10386
50. *Six J., Conant R.T., Paul E.A., Paustian K.* Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. Review // Plant and Soil. 2002. V. 241. P. 155–176. https://doi.org/10.1023/A:1016125726789
51. *Sollings P., Glassman C.A.* Net nitrogen mineralization from light- and heavy fraction forest soil organic matter // Soil Biol. Biochem. 1984. V. 16. P. 31–37. https://doi.org/10.1016/0038-0717(84)90122-6
52. StatSoft Inc, Tusla, OK, USA. (Version 10). Tulsa, OK, USA.
53. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B.* SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39. P. 2183–2207. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.007
54. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ludwig B., Matzner E., Flessa H., Ekschmitt K., Guggenberger G., Marschner B., Kalbitz K.* Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: development and application of a conceptual model // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2008. V. 171. P. 111–124. https://doi.org/10.1002/jpln.200700047
55. *Yamashita T., Flessa H., John B., Helfrich M., Ludwig B.* Organic matter in density fractions of water-stable aggregates in silty soils: effect of land use // Soil Biol Biochem. 2006. V. 38. P. 3222–3234. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.013

Changes in the Density Fractions of Organic Matter in the Soils of the Forest-Steppe Zone During Their Postagrogenic Evolution

L. A. Ovsepyan[1, *], I. N. Kurganova[1], V. O. Lopes de Gerenyu[1], A. V. Rusakov[2], and Ya. V. Kuzyakov[1,3]

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

[2]*St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia*

[3]*Georg August University, Göttingen, 37077 Germany*

**e-mail: lill.ovsepyan@gmail.com*

The postagrogenic dynamics of organic carbon (C_{org}), total nitrogen (N_{tot}), and density fractions of organic matter (OM) of dark gray soil (Haplic Phaeozem, Belgorod region, the Les na Vorskle (Forest on Vorskla) Reserve and migration-micellar Chernozem (Haplic Chernozem, Kursk region, the Streletskaya steppe Reserve) were investigated. The most significant postagrogenic changes in all the studied soil properties were revealed in the topsoil (0–5 cm layer). The contents of C_{org} and N_{tot} in this layer of the dark gray soil increased by1.2–1.3 times over 45 years after cessation of agriculture. The contents of C_{org} and N_{tot} in this layer of the Chernozem increased by 1.9–2.0 times over 60 years of the postagrogenic development. The accumulation of C_{org} took place in all density fractions. In both chronosequences, the portion of the free fraction of organic matter (density <1.6 g cm^{-3}) increased, while the portion of the occluded fraction (density <2.0 g cm^{-3}) practically did not change. In 60 years after the cessation of agricultural use of Chernozems, all the studied parameters were close to the level of the Chernozem under natural steppe. Dark gray soil in 45 years after cessation of agriculture recovered no more than 60% of the level of natural soil. Thus, in the forest-steppe zone, the postagrogenic restoration of organic matter and all density fractions were much faster on Chernozems than on the dark gray soil.

Keywords: postagrogenic succession, plant demutation, self-restoration of soil, Haplic Phaeozem, Haplic Chernozem, density fractionation, soil organic matter

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 69–80

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.445.41

ВЛИЯНИЕ АДСОРБЦИИ ГУМИНОВОЙ КИСЛОТЫ НА КОАГУЛЯЦИОННУЮ УСТОЙЧИВОСТЬ ПОЧВЕННЫХ СУСПЕНЗИЙ

© 2020 г. Г. Н. Курочкина*

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

**e-mail: colloid41@rambler.ru*

Поступила в редакцию 03.04.2019 г.
После доработки 29.05.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

Изучена адсорбция гуминовой кислоты и ее влияние на коагуляционную устойчивость почвенных суспензий. На примере серой лесной почвы и ее составляющих (илистой фракции и материнской породы) и чернозема изучена адсорбция гуминовой кислоты (препарат фирмы Aldrich-Chemie) из разбавленных водных растворов. Физико-химическими методами исследования показано, что адсорбция гуминовой кислоты на всех объектах определяется временем взаимодействия, концентрацией гуминовой кислоты, а также свойствами и концентрацией твердой фазы и может сопровождаться ионным обменом. По изменению объемов осадка установлено влияние адсорбции гуминовой кислоты на коагуляционную устойчивость почвенных суспензий, которая сопровождается выделением гелеобразного осадка и увеличением времени осветления суспензии. В результате показано, что устойчивость суспензий возрастает с повышением концентрации гуминовой кислоты и зависит от типа почвы.

Ключевые слова: глинистый минерал, серая лесная почва (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)), чернозем (Luvic Chernozem (Pachic)), гуминовая кислота, адсорбция, коагуляция, стабилизация

DOI: 10.31857/S0032180X20010104

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что важнейшими факторами, определяющими структуру и сложение почв, являются состав и свойства поверхности почвенных частиц. Поэтому любое изменение состояния поверхности неизбежно ведет к изменению агрегатного состояния почв, их структуры и сложения. В частности, поглощение органических веществ глинистыми минералами и почвами приводит к существенному изменению поверхностных свойств минералов, устойчивости их агрегатов.

В соответствии с общими принципами физико-химической механики, одним из важнейших этапов формирования структурного тела является взаимодействие структурообразующих частиц, определяемое природой поверхности частиц дисперсной фазы [23]. При их модифицировании, адсорбционном или химическом можно влиять на структурообразование природных минералов и почв. Во многих работах рассматривалась зависимость свойств структурного тела от природы поверхности адсорбционно-модифицированных частиц минерала [1, 3, 9–13, 24, 27–29]. Например, монтмориллониты, модифицированные путем насыщения межпакетных промежутков катионами алкиламинов с длинными цепочечными структурами органоглины, используют для поглощения неионных токсичных органических соединений [1, 26]. Проблема взаимодействия органических веществ специфической природы с глинистыми минералами и почвами является наиболее актуальной в почвоведении. Интерес к изучению органо-минеральных взаимодействий в мировой литературе обусловлен не только выяснением механизма образования гумуса и формирования почвенного поглощающего комплекса, но и в связи с экологическими проблемами, связанными с антропогенным загрязнением почв органическими и минеральными токсикантами. Например, в работе [30] дана оценка дескриптивной (описательной) способности двух интегральных биотических индексов, полученных на основе лабораторных экспериментальных данных о действии гуминовых препаратов на микробиоту в условиях загрязнения медью образцов модельного субстрата, из песка, каолина и торфа. Для обобщения результатов экотоксикологических исследований загрязненных образцов (660 мг Cu/кг) и интегральной оценки воздействия гуминовых препаратов на их биотическую составляющую использовали статистическую модель с применением функции желательности Харрингтона и интегральный параметр благополучия почвенной микробной системы (тест-культуры). Установлено, что гуминовые препараты стимулируют многовидовые бактери-

альные комплексы, тогда как тест-культуры, представляющие высшие растения и водоросли, менее чувствительны к внесению гуматов. Автор считает, что для полноты и большей надежности системы биотических показателей при экологическом нормировании следует ориентироваться на применение интегрального подхода, основанного на обобщенной функции желательности.

При сорбции ионов Cu^{2+} и Zn^{2+} гуминовыми кислотами тундровой торфяно-глеевой почвы в работе [17] рассчитаны кинетические и термодинамические параметры сорбции этих ионов на ГК. Установлено, что сорбция исследованных ионов тяжелых металлов препаратами ГК достоверно апроксимируется кинетическим уравнением реакции псевдопервого порядка. Отрицательные значения изменения энергии Гиббса при температурах 298.0 и 314.3 K для ионов Cu^{2+} (–26.2 и –24.5 кДж/моль соответственно) и для ионов Zn^{2+} (–22.2 и –22.0 кДж/моль соответственно) свидетельствуют о возможности самопроизвольного протекания сорбции ионов данных металлов в исследованном диапазоне температур. Величины изменения энтальпии сорбции –33.1 кДж/моль для ионов Cu^{2+} и –4.5 кДж/моль для ионов Zn^{2+} указывают, что обе реакции являются экзотермическими. Показано, что с увеличением температуры константа сорбционного равновесия для ионов Cu^{2+} заметно снижается, в то время как для ионов Zn^{2+} ее изменение незначительно. Уменьшение значений констант сорбционного равновесия с ростом температуры указывает на смещение равновесия в сторону десорбции, что является характерным признаком физической сорбции и указывает на возможность двух механизмов связывания ионов на поверхности препаратов ГК – физическая и хемосорбция.

Следовательно, интерес и трудность решения экологических проблем при загрязнении почв различными токсикантами связана с большой сложностью и недостаточной изученностью строения молекул гумусовых кислот (гуминовых и фульвокислот), а также со сложным и гетерогенным составом почвы. В частности, на взаимодействие органических молекул с почвенными минеральными компонентами существенно влияет природа и характер поверхности минерала, величина pH и содержание воды в почве и др. факторы. Хорошо известно, что органо-минеральные взаимодействия активно протекают в почвах и являются одним из основных механизмов структурообразования и регулирования дисперсности и физико-химических свойство образующихся агрегатов [3, 27–29, 32]. Так, изучение агрегативной стабильности глинистых частиц хроноряда текстурно-дифференцированных почв Чехии показало, что интенсивная обработка почвы сдвигает равновесие коллоидной системы в сторону коагуляции, а после вывода пахотных почв из сельскохозяйственного производства и восстановления на них естественной растительности коллоидная система имеет тенденцию к восстановлению исходного состояния. То есть равновесие сдвигается в сторону пептизации, о чем свидетельствовала тенденция к увеличению значения ξ-потенциала [32]. Кроме того, в работах Артемьевой и Кирилловой [3] рассматривается роль органо-минеральных взаимодействий в структурообразовании и гумусообразовании основных типов почв центра Русской равнины. Описан модифицированный вариант гранулометрического метода фракционирования, что позволяет выделять функционально значимые компоненты органического вещества почвы разной локализации в почвенной матрице. Данный подход позволяет наиболее адекватно оценить микростроение почвы. В работе [35] пересматривается концепция органо-минеральных комплексов глины в хронологической последовательности.

Образование минералоорганических соединений на поверхности почвенных агрегатов и почвенных минеральных компонентов за счет адсорбции органических молекул модифицирует поверхность, придавая ей специфичность и избирательные сорбционные свойства. В результате существенным образом меняется подвижность компонентов почвенного органического вещества, химическая и энергетическая неоднородность поверхности глинных минералов и аморфных соединений кремния, алюминия и железа, тем самым, изменяется, поглотительная и миграционная способность металлов в почвах. Появление органо-минеральных новообразований или поверхностных соединений даже в небольших количествах оказывает значительное влияние на агрегативную устойчивость суспензий, структурно-сорбционные свойства, обменные и водно-физические свойства минералов и почв [10–13, 24, 31, 33, 34, 36–41]. В последнее время высказаны новые взгляды об организации почв: матричной, фрактальной [5, 27–29, 42–44], кластерной [10–13, 22].

В работах Федотова [27–29] выявлено наличие в почвах единого каркаса органо-минерального геля. Исследование коллоидно-химические свойств гелевых структур на поверхности твердых почвенных частиц позволило предположить, что гелевые структуры должны образовывать в почвах единый коллоидно-гелевый каркас, единую матрицу, включающую в себя почвенный раствор. Подобная коллоидно-гелевая матрица должна оказывать значительное влияние на свойства почв. Это позволяет взглянуть на почвы как на системы, в которых свойства почв могут определяться видом, состоянием и свойствами почвенных гелей, образованных гумусовыми веществами и неорганическими наночастицами. При этом коллоидные частицы располагаются в гумусовом студне упорядоченно, образуя фрактальные структуры, что характерно для всех изученных почв и почвенных горизонтов. Наличие в почвах единого

каркаса органо-минерального геля требует, по мнению автора, исследования дополнительных характеристик, таких как диффузионно-адсорбционные потенциалы, почвенный пьезоэффект, скорость диффузии веществ в почвах, их электрические и структурно-механические свойства.

Использование фрактальной размерности в качестве характеристики коллоидных структур и поверхностных свойств почвенных минералов и почв, описанных ранее [11], является перспективным для описания структурного состояния и кластерных свойств поверхности почв с адсорбированными полиэлектролитами. Следовательно, структурообразование почв, в том числе коагуляционная устойчивость почвенных суспензий в процессе адсорбции гуминовой кислоты, является мало изученной и актуальной проблемой в почвоведении.

Цель работы – исследование влияния адсорбированной гуминовой кислоты почвами на коагуляционную устойчивость почвенных суспензий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве минеральных объектов исследования использовали серую лесную почву (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)) с опытной полевой станции ИФХиБПП РАН, г. Пущино Московской области и чернозем выщелоченный (Luvic Chernozem (Loamic, Pachic)), отобранный в Крапивненском районе Тульской области, а также илистую фракцию серой лесной почвы. Илистая фракция имеет большое значение в почвенном плодородии. Она обладает высокой поглотительной способностью, содержит много гумуса и элементов зольного и азотного питания, способна к структурообразованию, увеличению агрегированности почвенной массы [31]. В настоящей работе илистую фракцию серой лесной почвы получали методом отмучивания [26]. Для этого готовили 3–5%-ную водную суспензию почвы, тщательно перемешивали ее с помощью механической мешалки до исчезновения комков и оставляли в покое в течение 50–60 мин, затем декантировали сифоном наиболее высокодисперсную фракцию. С помощью трехкратного отмучивания и центрифугирования с помощью работы центрифуги, развивающей 60000 об./мин), получали образец илистой фракции. Образцы анализировали с помощью рентгенографии и ИК-спектроскопии.

Минералогический состав илистой фракции серой лесной почвы, %: гидрослюда – 32.6, смектит + хлорит – 1.2, каолинит – 20.7, кварц – 38.3, микроклин – 7, органическое вещество – 1.81. Подробно данные о илистой фракции серой лесной почвы приведены в работах [2, 31].

Также в работе использовали образец почвообразующей породы серой лесной почвы. По данным Алифанова [2], наиболее распространенными материнскими породами серой лесной почвы являются карбонатные и бескарбонатные лёссовидные суглинки мощностью 2–3 м. Они плащеобразно залегают на флювиогляциальных и моренных отложениях. Покровные лёссовидные породы представлены средними, тяжелыми суглинками и легкими глинами, среди фракций которых преобладает пылеватая. Состав первичных и вторичных минералов серых лесных почв определяется материнскими породами и фациальными условиями почвообразования. Глинистые минералы представлены в большинстве случаев монтмориллонитом, гидрослюдами и их смешаннослоистыми сростками; каолинита мало. В иллювиальных горизонтах содержание глинистых минералов возрастает. В редких случаях суглинки бывают слегка опесчанены. В данной работе использовали бескарбонатный суглинок состава, %: гидрослюда – 32.6, смектит + хлорит – 1.2, каолинит – 20.7, кварц – 38.7.

Органическое вещество – гуминовая кислота (**ГК**) – особо чистый немецкий препарат фирмы Aldrich-Chemie D 7924 Stein heim Hummussaeure Natriumsalt в натриевой форме, выделенный из торфа. Элементный состав ГК, %: вода – 11.96 (расчет на сухое вещество); –COOH – 4.8, C – 41.9, H – 4.1, O – 50.4, N – 0.55, S – 1.84, М.м. ~ 829–830. Для характеристики данной ГК использовали ее ИК-спектр, полученный и описанный ранее [7]. По данным работ Орлова [18, 19] известно, что ИК-спектры ГК имеют характерный облик и постоянный набор полос поглощения, позволяющий отличить их от соединений других классов. Например, широкая сложная полоса в области 3600–2200 $см^{-1}$ состоит из полос поглощения валентных колебаний свободной гидроксильной группы (3600 $см^{-1}$) и гидроксильных групп, связанных межмолекулярными водородными связями 3448–3192 $см^{-1}$, а также незначительными полосами поглощения валентных колебаний NH-группы. Слабые полосы поглощения в высокочастотной области 2908, 2848, 2628 и 2328 $см^{-1}$ идентифицируются в области валентных колебаний –C–H, как полосы метильных и метиленовых группировок. Кроме того, указанные полосы обнаруживаются в области деформационных колебаний в интервале 1312–1372 $см^{-1}$ (несколько мелких полос). Полосы поглощения в диапазоне 1200–1216 $см^{-1}$ обусловлены, по-видимому, гидроксильной группой и группой =C–O–. Четко выделяются полосы деформационных колебаний гидроксильных групп спирта и полосы поглощения полисахаридов при 1056 $см^{-1}$. Карбоксильная группа COOH проявляется по полосе с максимумом 1744 $см^{-1}$. Часть карбоксильных групп находится в ионизированной форме, то есть свободная карбоксильная группа преобразуется в карбоксилатную с образованием солей ГК–COONa, которая интенсивно поглощает колебания при 1692, 1590, 1400–1390 $см^{-1}$. Кроме того, в спектре ГК в интервале 1604–1508 $см^{-1}$

Таблица 1. Физические и химические характеристики серой лесной почвы и чернозема

Почва	$C_{орг}$, %	ЕКО, сМ(р+)/ кг	pH H_2O	Ил, %	Удельная поверхность, $м^2/г$	ξ-потенциал, мВ
Серая лесная	1.33	17.80	6.45	14.3	8.86*, 11.5**	−22.6
Чернозем выщелоченный	2.89	9.93	6.9	22.8	9.54*, 69.62**	−14.0

Примечание. Удельная поверхность по азоту* и по воде**.

проявляются C=C связи алифатических и ароматических систем, а также азотсодержащие группировки. Последние сопутствуют почти всем важнейшим полосам в спектрах ГК и фульвокислот, поскольку азотистые группы поглощают в тех же интервалах частот, что и аналогичные им углерод- и кислородсодержащие группы. Известно, что переменные группы амид I проявляются при 1650 $см^{-1}$, амид II – при 1540 $см^{-1}$ [16–18]. Однако в спектре ГК они совпадают с ароматическими группировками (1604 и 1550 $см^{-1}$). Слабые ароматические группы проявляются при 748 и 848 $см^{-1}$. Основные физические и химические свойства исследуемых почв приведены в табл. 1.

Почвы значительно различаются по содержанию органического углерода и физико-химическими характеристиками, а также по гранулометрическому составу (табл. 2). Гранулометрический состав является одним из важнейших показателей плодородия почвы, так как влияет на водно-физические, физико-механические, воздушные и другие свойства почв. В настоящее время в нашей стране используется классификация гранулометрического состава почв по Качинскому [6]. В данной работе гранулометрический состав серой лесной почвы определяли пирофосфатным методом, а для чернозема применяли данные по Качинскому. Для характеристики гранулометрического состава почв использовали пахотные горизонты серой лесной почвы 0–20 см и чернозема 0–12 см.

Эти данные, полученные разными методами, можно использовать в качестве характеристики образцов. Из табл. 2 видно, что серая лесная почва и чернозем выщелоченный имеют легкосуглинистый гранулометрический состав. В этих почвах содержится большое количество песчаных фракций (1–0.05 мм), в среднем около 21–33.3% от абсолютно сухой почвы. Известно [2], что песчаная фракция состоит из обломков первичных минералов и обладает высокой водопроницаемостью, не набухает, не пластична. Обладает некоторой капиллярностью и влагоемкостью. Серая лесная почва содержит значительное количество ила, но отличается от чернозема меньшим содержанием гумуса.

Таблица 2. Гранулометрический состав серой лесной почвы и чернозема, %

Фракция агрегатов, мм	Серая лесная почва	Чернозем
1–0.25	21.4	30.30
0.25–0.05	15.1	21.50
0.05–0.01	33.0	23.92
0.01–0.005	8.3	9.64
0.005–0.001	8.8	–
<0.001	13.4	10.80
<0.01	30.5	24.38

Подготовку проб почв к исследованию физико-химических характеристик проводили по методике, описанной в работе [19]. Она заключалась в следующем: образец почвы массой 100 г размещали на листе чистой бумаги, удаляли из почвы корни, включения и новообразования. Крупные комки почвы разламывали руками или раздробляли в фарфоровой ступке пестиком с каучуковым или резиновым наконечником до небольших комков диаметром 5–7 мм. Цель измельчения – получение более однородного образца. После измельчения лабораторной пробы ее сокращали методом квартования. Оставшуюся часть почвы порциями растирали в фарфоровой ступке пестиком с каучуковым или резиновым наконечником. Почву в ступке растирали по возможности раздавливанием. Измельченный образец просеивали через сито с отверстиями диаметром 0.25 мм.

Адсорбцию ГК на поверхности почв изучали из разбавленных водных растворов в интервале концентраций от 1×10^{-3} до 1×10^{-1}%. Концентрацию ГК в растворе определяли колориметрическим методом, твердую и жидкую части исследуемых суспензий разделяли центрифугированием. Исследуемую суспензию при изучении адсорбции готовили смешиванием навески почвы 0.2 г и 2.0 г на 100 мл воды или раствора ГК вышеуказанных концентраций. При таких навесках твердой фазы были получены 0.2 или 2%-ные почвенные суспензии соответственно. Надосадочную жидкость после центрифугирования отбирали, в ней определяли концентрацию ГК по калибровочным кривым. Адсорбцию рассчитывали по формулам:

$$\Gamma\ (мг/г) = (c_0 - c_t)V\ 10/m$$

$$\text{или } \Gamma_1\ (мг/м^2) = (c_0 - c_t)V\ 10/mS,$$

где Г и Γ_1 величины адсорбции ГК почвами (мг/г и $мг/м^2$) соответственно; c_0 – начальная концентрация и c_t – концентрация ГК в растворе к моменту времени t (г/100 мл или %); m – навеска адсорбента (почвенные частицы) (г); V – объем растворителя (мл), S – удельная поверхность адсорбента ($м^2/г$).

Удельную поверхность адсорбента измеряли по сорбции паров воды в вакуумно-сорбционной установке Мак-Бэна–Бакра с пружинными кварцевыми весами при 25 ± 0.1°С, а также по физической сорбции азота. Чувствительность пружин составляла 4–6 мкмоля/г сорбента. По сорбции паров воды рассчитывали емкость монослоя и величину удельной поверхности адсорбента, используя уравнение полимолекулярной адсорбции БЭТ [4].

ζ-Потенциал для суспензий с концентрацией 50 мг образца почвы на 50 мл воды или раствора ГК определяли анализатором гранулометрического состава Zetasizer Nano ZS Malver (Англия) [46]. Определение ζ-потенциала проводили для двух параллельных образцов суспензий почва–ГК и по трем измерениям по электрофоретической подвижности частиц в дисперсионной среде (воде) с погрешностью ±2 мВ. Статистическую обработку результатов, полученных проводили автоматически пакетом Statistica, встроенным в прибор. В табл. 1 приведены средние значения ζ-потенциала. Расчеты ζ-потенциала производили по уравнению Генри:

$$\zeta = (3\eta u)/(2Df(\kappa a)),$$

где u – электрофоретическая подвижность, D – диэлектрическая проницаемость жидкости, η – ее вязкость, $f(\kappa a)$ – функция Генри. D для воды = 81, $f(\kappa a) = 1.5$ (аппроксимация Смолуховского), а $\eta = 0.01005$ при температуре 20°С и 0.00894 при температуре 25°С. Величину pH измеряли на лабораторном pH-метре ANNA pH 211 (Германия). Химическую структуру поверхности почв и компонентов серой лесной почвы (илистой фракции и суглинка), адсорбционно-модифицированных ГК, изучали ИК-спектроскопическим методом. ИК-спектры исходных почв и почв с предварительно адсорбированной ГК определяли на компьютеризированном спектрофотометре Спекорд М80 с применением KBr при соотношении образец : соль, равном 1 : 200, в интервале значений волновых чисел от 4000 до 400 $см^{-1}$.

Объемы осадка определяли в 10%-ных суспензиях почвы (10 г сухой почвы смешивали со 100 мл воды или ГК различной концентрации от 0.01 до 0.05%). Определение объема осадка проводили в градуированных пробирках объемом 25 $см^3$ с притертыми пробками. Суспензию 10 раз перемешивали сверху вниз, а затем оставляли в спокойном состоянии. Кинетику оседания осадка изучали визуально в зависимости от концентрации ГК в широком интервале времени взаимодействия.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Адсорбция гуминовой кислоты

Известно, что процесс структурообразования суспензий глинистых минералов и почв в присутствии органических добавок во многом определяется адсорбцией добавок на поверхности твердой фазы [25, 26]. В данной работе при изучении адсорбции ГК на серой лесной и черноземной почвах показано, что она определяется временем взаимодействия адсорбент–адсорбат, концентрацией модифицирующей добавки – ГК, а также свойствами и концентрацией твердой фазы почвы. В частности, при малом сроке взаимодействия до 48 ч и при малых концентрациях ГК в пределах 0.01–0.025% на обеих почвах (серой лесной и черноземе) установлена отрицательная адсорбция (рис. 1). При повышении концентрации ГК до 0.05% и при большем времени выдерживания суспензий ГК–почва до 120, 168 ч адсорбция становится положительной. Существуют различные объяснения явления отрицательной адсорбции. Например, отрицательную адсорбцию для адсорбентов, модифицированных полимерами с полярными растворителями на гидрофильной поверхности, авторы [15] объясняют преимущественной адсорбцией растворителя на поверхности дисперсной фазы адсорбента. Конкурирующее влияние растворителя (воды) по сравнению с макромолекулами ГК свидетельствует о необходимости предварительной гидратации гидрофильных сорбентов. Примером предварительной гидратации поверхности могут быть проведенные нами исследования по сорбции паров воды для безводных сорбентов, таких как дегидратированные алюмокалиевые квасцы, силикат и алюминат кальция, а также дегидратированный минерал алунит и др. [8]. Для них в области монослоя была установлена только физическая сорбция паров воды, а процесс химической гидратации (лавинного связывания воды) начинался при образовании конденсированной влаги. Результаты изучения влияния предварительного смачивания поверхности глинистых минералов в процессе адсорбции органических веществ получены и другими авторами [1]. Наиболее вероятным объяснением отрицательной адсорбции ГК на частицах почвы с термодинамической точки зрения является содержание и влияние нативного органического углерода в изученных почвах. Поэтому добавление малых концентраций ГК в почвенную суспензию способствует выравниванию концентраций органического вещества, и равновесие адсорбции сдвигается влево по принципу Ле-Шателье. В соответствии с принципом Ле-Шателье, если на систему, находящуюся в устойчивом равновесии, воздействовать извне, изменяя какое-либо из условий равновесия, например, концентрацию органического вещества, то в системе усиливаются процессы, направленные в сторону противодействия изменениям, то есть процессу десорбции органического вещества.

Однако при изучении нами адсорбции полиакриловой кислоты (**ПАК**) на синтетическом отрицательно заряженном силикагеле, не содержащем органического вещества, также установлена отри-

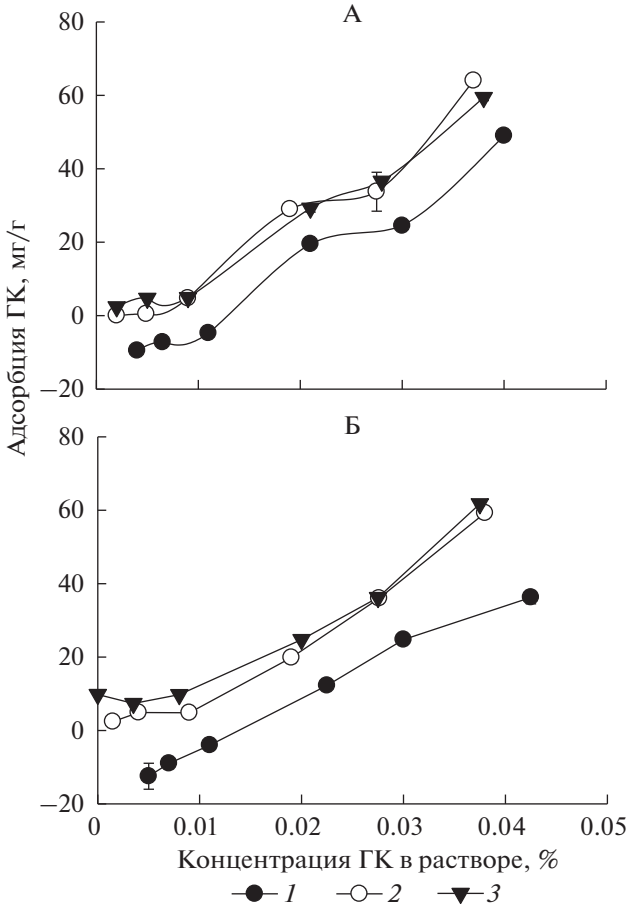


Рис. 1. Зависимости адсорбции гуминовой кислоты от ее концентрации серой лесной почвой (А) и черноземом (Б) в разные сроки выдерживания суспензии, ч: *1* – 48, *2* – 120, *3* – 168.

цательная адсорбция [21]. В этом случае Д.Л. Пинским предложено другое объяснение явления отрицательной адсорбции, а именно с точки зрения отрицательно-положительной адсорбции, когда в начальный момент времени (10–12 ч) наблюдается отрицательная адсорбция ПАК на силикагеле вследствие доминирования отталкивания одноименно заряженных молекул поверхностью силикагеля (быстрый безбарьерный процесс). Одновременно происходит более медленный процесс положительной адсорбции, требующий энергии активации. По истечении некоторого времени он начинает доминировать над отрицательной адсорбцией ПАК. В работе [21] обсуждены механизмы наблюдаемого явления и предложен метод расчета кинетических параметров для кривых с отрицательно-положительной кинетикой адсорбции полиакриловой кислоты на отрицательно заряженных силика- и алюмосиликагелях.

Кривые адсорбции при различных концентрациях ГК на серой лесной и черноземной почвах имеют вогнутый или S-образный вид, и при повышенных концентрациях ГК (0.03–0.05%) участки кривых резко идут вверх. Это свидетельствует о том, что при увеличении концентрации раствора невозможно достигнуть насыщения поверхности, что указывает на полислойную адсорбцию. В результате для серой лесной почвы и чернозема установлены незначительные различия в количестве адсорбированной ГК как в области малых, так и больших заполнений поверхности. Однако при изучении кинетики адсорбции (рис. 2) для 0.05%-ной ГК выявлены значительные различия в величинах адсорбции на почвенных частицах и составляющих фракциях серой лесной почвы. При этом все величины адсорбции на кинетических кривых (положительные и кинетические кривые) адсорбции имеют восходящий вид и стремление к насыщению. В этом случае для серой лесной почвы и чернозема, различающихся содержанием гумуса, адсорбция ГК зависит не только от времени взаимодействия, но в значительной степени от дозы адсорбента в суспензии. Как видно из рис. 2, величины адсорбции ГК на почвах и фракциях серой лесной почвы почти на порядок больше для разбавленной 0.2%-ной суспензии по сравнению с 2%-ной. Это явление, по мнению авторов [15], можно объяснить уменьшением расстояния между дисперсными частицами адсорбента в концентрированной суспензии и возникновением определенных условий, при которых часть ранее адсорбированных макромолекул ГК способна дополнительно вступать во взаимодействие с поверхностью других частиц адсорбента, находящихся в суспензии, образуя мостики частица–макромолекула–частица. По величинам абсолютной адсорбции (мг/м^2) ГК почвами и компонентами серой лесной почвы располагаются в следующий ряд: илистая фракция серой лесной почвы > чернозем > серая лесная почва > материнская порода серой лесной почвы.

Таким образом, характер адсорбции ГК на черноземе, серой лесной почве, илистой фракции серой лесной почвы и ее материнской породе определяется временем взаимодействия адсорбент–адсорбат, концентрацией раствора ГК и концентрации твердой фазы суспензий.

Изучение pH в растворе после адсорбции ГК в надосадочной жидкости после центрифугирования

Специфичность и различия в характере адсорбции ГК на серой лесной и черноземной почвах подтверждается обменными процессами, выявленными при измерении pH в растворах надосадочной жидкости после адсорбции ГК на почвах. Показано, что для самой ГК при повышении концентрации pH возрастает от 6.7 до 7.07. Для серой лесной почвы в первые сроки выдерживания системы почва–ГК (48, 120 ч) pH изменяется незначительно в пределах 6.4–6.5. При более длительном взаимодействии (168 ч) pH увеличивается до 7.5, то есть происходит подщелачивание

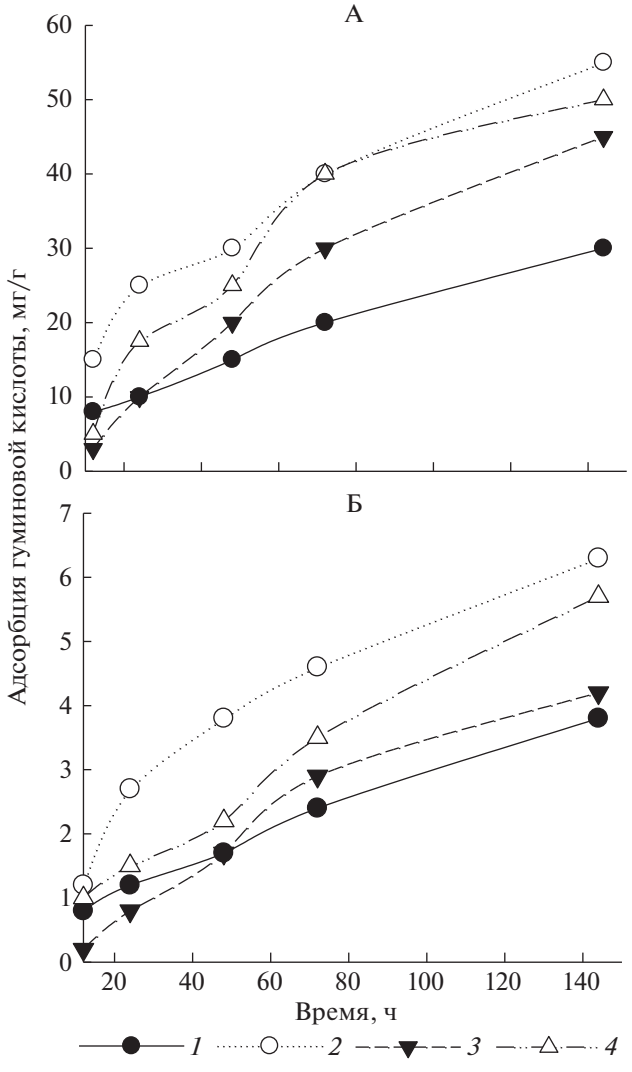


Рис. 2. Кинетика адсорбции 0.05%-ного раствора ГК почвами: *1* – серой лесной, *2*, *3* – илистой фракцией и материнской породой серой лесной почвы соответственно, *4* – черноземом – при разных концентрациях суспензий, %: 0.2 (А), 2.0 (Б).

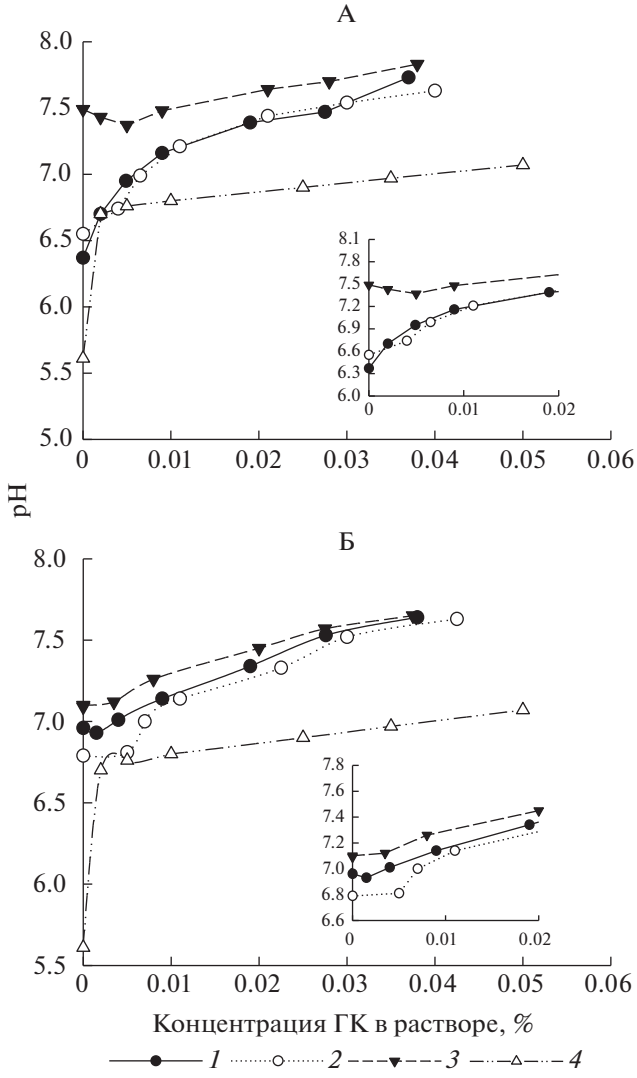


Рис. 3. Зависимость pH от концентрации адсорбционного раствора ГК серой лесной почвы (А) и чернозема (Б) в разные сроки взаимодействия, ч: *1* – 48, *2* – 120, *3* – 168, *4* – исходная ГК. На вставке – область малых концентраций.

раствора за счет самой почвы. В присутствии ГК различных концентраций в сроки от 48 до 120 ч выдерживания суспензии pH увеличивается от 6.5 до 7.7, а при 168 – от 7.5 до 7.8. Казалось бы, что присутствие ГК должно уменьшить pH раствора, однако его значения увеличиваются.

Для чернозема изменение pH в меньшей степени зависит от времени взаимодействия ГК–почва и сильней от концентрации ГК. Так, в присутствии ГК для чернозема, независимо от времени, pH увеличивается от 6.7–7.2 (контроль) до 7.75. В этом случае так же, как для серой лесной почвы, присутствие ГК не снижает, а повышает pH. Эти данные указывает на то, что в почвенных растворах с ГК может происходить обменная адсорбция с выделением щелочных компонентов, в результате чего раствор приобретает основной характер. Следовательно, адсорбция гумата натрия может сопровождаться ионным обменом, так как сопровождается изменением pH раствора и является pH-зависимым.

В работах [11, 33, 36, 38] на примере изучения адсорбции ГК и полиакриламида на глинистых минералах установлено увеличение адсорбции в кислой области, то есть с возрастанием ионной силы раствора. Это, по-видимому, обусловлено тем, что при низких pH высокая концентрация протонов нейтрализует отрицательный заряд поверхности этих материалов, что позволяет макромолекулам полиэлектролитов и частицам минерала приближаться друг к другу, следовательно, увеличивать силы притяжения между ними. Другие авторы считают [34, 42, 45], что связывание

ГК каолинитом, происходит как за счет неспецифической, а также и специфической адсорбции между положительно заряженными центрами каолинита и карбоксильными группами ГК, а также за счет гидрофобного связывания.

Можно предположить, что в результате специфической адсорбции гумата натрия на почвенных частицах, сопровождающегося ионным обменом, возможно образование и локализация новых поверхностных минералоорганических соединений на определенных заряженных участках поверхности, что подтверждается при измерении pH.

ИК-спектроскопические исследования адсорбционно-модифицированных ГК образцов почв и фракций серой лесной почвы

Для подтверждения характера взаимодействия ГК с почвами изучены ИК-спектры исходных почв и образцов, адсорбционно-модифицированных ГК (рис. 4А и 4Б). Выявлено, что ИК-спектры серой лесной и черноземной почв различаются способностью к межмолекулярным взаимодействиям по водородным и амидным связям, степенью ионизации или замещения водорода карбоксильных групп на солевые, а также составом алифатических и ароматических группировок. Влияние адсорбированной ГК для всех образцов проявляется, прежде всего, в интенсивности спектра поглощения как в высокочастотной, так и низкочастотной областях. Например, у исходной серой лесной почвы интенсивность спектра поглощения в высокочастотной области составляет 54%, с ГК – 61%, у исходного чернозема – 40%, с ГК – 60%. Широкая сложная полоса поглощения в области 3600–2200 $см^{-1}$, состоящая из полос поглощения валентных колебаний свободной гидроксильной группы (3600 $см^{-1}$), уменьшается, а для гидроксильных групп, связанных межмолекулярными водородными связями 3448–3192 $см^{-1}$, увеличивается. Это свидетельствует об образовании водородных связей между ГК и частицами почвы. Кроме того, у модифицированных образцов почв появляются новые полосы поглощения 1752 и 1616 $см^{-1}$, принадлежащие карбоксилатной группе. Это указывает на различную степень замещения водорода в карбоксильных группах ГК. В средне- и низкочастотной областях можно отметить небольшой сдвиг полос поглощения хорошо проявляющихся групп 1528 $см^{-1}$ (1540 $см^{-1}$), относящихся к группе амид II и гидроксильной группе =С–О– (1230–1250 $см^{-1}$). Более четко выделяются полосы деформационных колебаний ОН первичных и вторичных спиртов при 1150–1050 $см^{-1}$ адсорбционно модифицированных ГК образцов почв.

ИК-спектры для минеральных составляющих серой лесной почвы: илистой фракции и материнской породы адсорбционно-модифицированных ГК (рис. 4В и 4Г) – также отличаются от исходных образцов. В частности, для илистой фракции серой лесной почвы выявлено усиление интенсивности полос поглощения по водородным связям в присутствии адсорбированной ГК. В то же время у материнской породы серой лесной почвы все линии имеют низкую интенсивностью как в высокочастотной, так и в среднечастотной областях спектра. При этом можно отметить появление новой полосы поглощения при 1705 $см^{-1}$, свидетельствующей о наличии карбоксильной группы. Следовательно, изменения, выявленные в различных интервалах ИК-спектра адсорбционно модифицированных образцов почв и фракций серой лесной почвы, подтверждают различный механизм адсорбции ГК от физической адсорбции до хемосорбции с образованием поверхностных минералоорганических соединений за счет полярных групп ГК и полярных групп почвенных агрегатов.

Влияние адсорбции ГК на устойчивость почвенных суспензий

Известно, что процесс структурообразования природных минералов, модифицированных органическими молекулами, в частности, полиэлектролитами, регулируется образованием гидратных и полимерных слоев на поверхности частиц, а также в охватывании этих частиц длинными цепными макромолекулами, приводящими к коагуляции или пептизации адсорбционно-модифицированных частиц [9–13].

При изучении влияния присутствия в суспензии ГК на кинетику изменения величин объемов осадка серой лесной почвы и чернозема выявлено изменение их коагуляционной устойчивости (рис. 5). Так, для серой лесной почвы установлено (рис. 5А), что в начальный момент (5–10 мин), объем осадка в зависимости от концентрации ГК, образует увеличивающийся ряд вода–ГК, % <0.01, <0.02 <0.03 <0.05, что соответствует увеличению степени покрытия поверхности почвы. По-видимому, адсорбция ГК снижает агрегативную устойчивость суспензии, она коагулирует быстрее, агрегаты частиц становятся рыхлыми, образуются гелеобразные хлопья. За 12 ч отмечается снижение объемов осадка и сближение их при всех концентрациях ГК. В последующие сроки объемы осадка увеличиваются с повышением концентрации ГК. Их величины к 40–50 ч принимают максимальные значения, кривые проходят через максимум, за исключением системы вода–почва, когда объемы осадка снижаются непрерывно во времени. При дальнейшем увеличении времени взаимодействия и концентрации ГК объемы осадка уменьшаются до одной величины – до 14 мл. Этот эффект обусловлен, по-видимому, наступающей стабилизацией суспензии благодаря образованию адсорбционного слоя, обратно

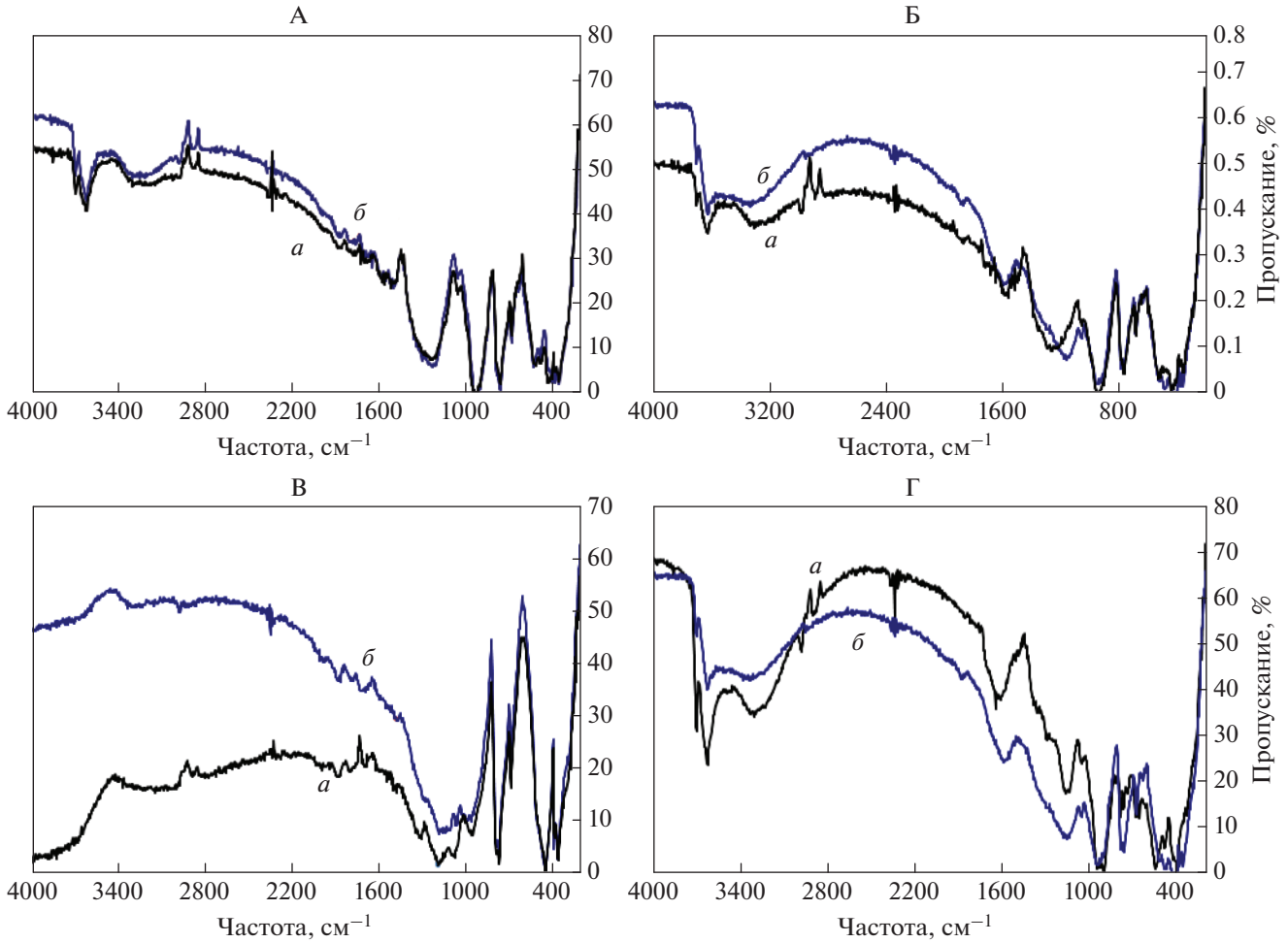


Рис. 4. ИК-спектры серой лесной почвы (А), чернозема (Б), материнской породы серой лесной почвы (В), илистой фракции серой лесной почвы (Г), исходных (*а*) и модифицированных 0.05%-ной гуминовой кислотой (*б*).

ориентированного полярными группами в водную среду, то есть система гидрофилизуется. Для черноземной почвы (рис. 5Б) все эффекты снижения объема осадка к 12 ч менее выражены. По *уменьшению* объемов осадка в течение 12–24 ч они мало отличаются друг от друга в зависимости от концентрации ГК. В последующие сроки от 24 до 60 ч объемы осадка черноземной почвы постепенно снижаются от 22 до 17.

Изменение структуры осадков почвенных суспензий в присутствии ГК различной концентрации при выдерживании в течение длительного времени

Как показано выше, изменение объемов осадка суспензий серой лесной и черноземной почв зависит от количества адсорбированной ГК и времени взаимодействия. При выдерживании почвенных суспензий с разными дозами ГК в течение длительного времени в значительной степени различаются процессы сегрегации частиц с разделением осадка на зоны. Сначала происходило быстрое оседание грубодисперсных частиц на дно, затем образование хлопьев, которые оседали в разной степени в виде стабильного геля, и наконец, последующего осветления суспензии в зависимости от времени, концентрации ГК и типа почвы (рис. 6). Для суспензий серой лесной почвы с водой в начальный срок (до 12 ч) отмечалось оседание плотного осадка объемом 2.5 мл и образование геля по всему остальному объему. Возможно, что образование геля в виде коллоидной фракции происходит за счет присутствия гумата натрия, приводящего к пептизации почвенных частиц суспензии. В последующие сроки от 25 до 50 ч нижний осадок уплотнялся, и в верхней части появлялся прозрачный раствор. Далее процесс разделения суспензии на зоны продолжался, и к 150–200 ч осадок геля исчезал, а раствор над плотным осадком становился прозрачным.

Для чернозема, содержащего примерно в 2 раза больше гумуса по сравнению с серой лесной почвой, установлены отличия в формировании осадка как с водой, так и с ГК. Например, в системе вода–почва плотная часть осадка занимала больший объем (до 4 мл) и имела более рыхлую

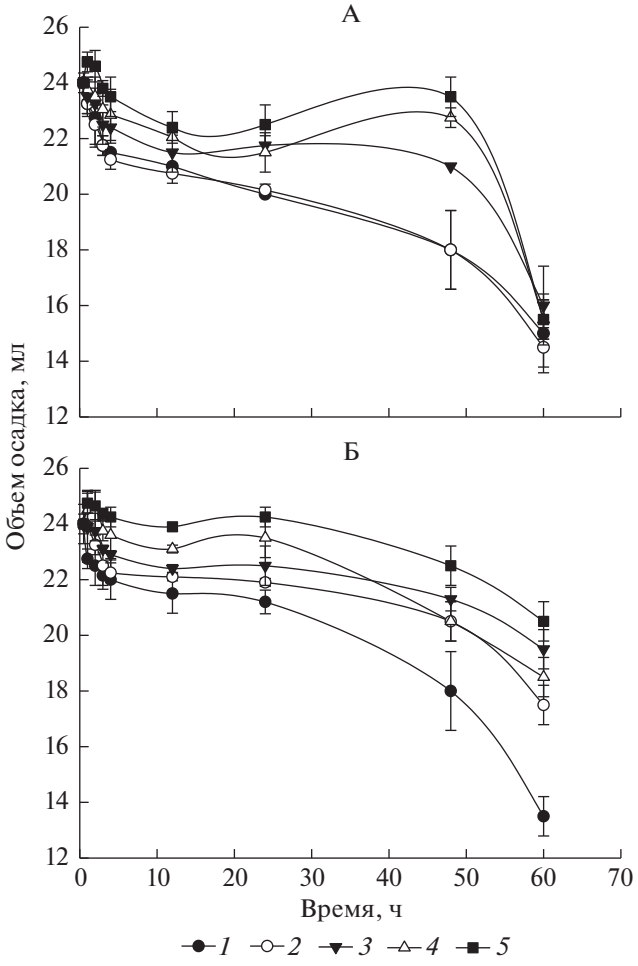


Рис. 5. Объемы осадка серой лесной почвы (А) и чернозема (Б) при разных концентрациях гуминовой кислоты, %: *1* – вода; *2* – 0.01; *3* – 0.02; *4* – 0.03; *5* – 0.05.

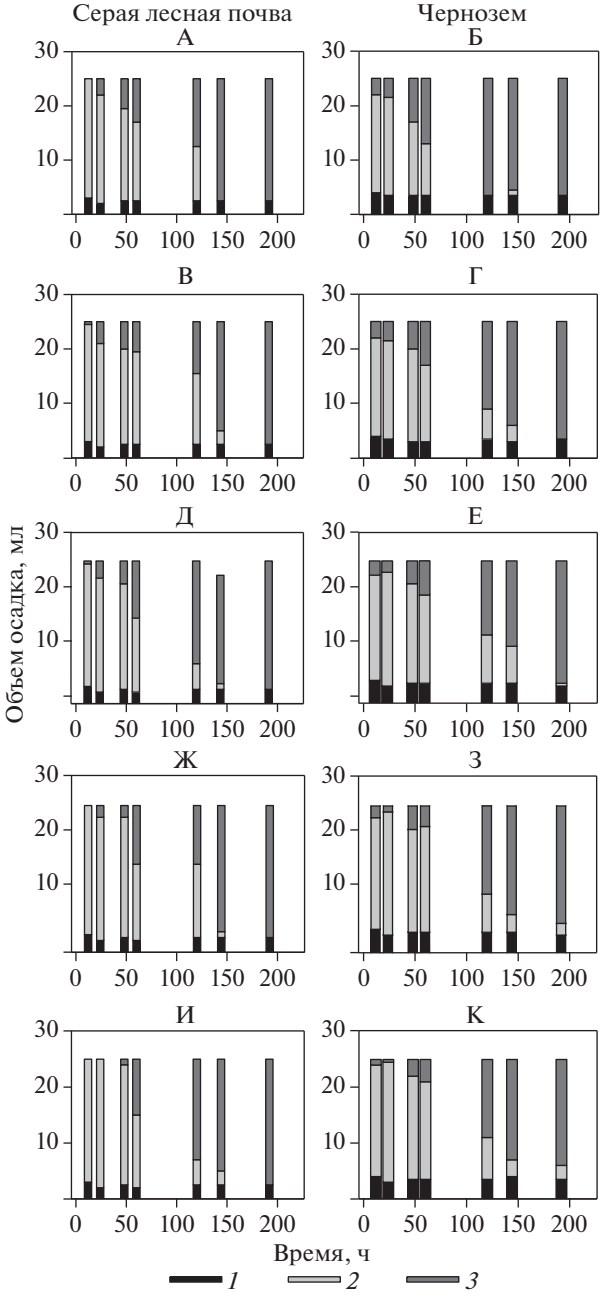


Рис. 6. Объемы осадка серой лесной почвы и чернозема при длительном выдерживании суспензий с водой (А, Б) и при различных концентрациях гуминовой кислоты, %: 0.01 (В, Г), 0,02 (Д, Е), 0.03 (Ж, З), 0.05 (И, К); *1* – плотный осадок, *2* – гелеобразный осадок, *3* – прозрачный раствор.

структуру, по-видимому, за счет большего содержания в черноземе нативного органического вещества. В этом случае постепенно исчезал образующийся осадок геля с более ранним появлением прозрачного раствора. Однако в присутствии адсорбированной на черноземе ГК образование и стабильность гелеобразного осадка повышались с увеличением концентрации ГК в суспензии вплоть до длительных сроков 150–200 ч. Из этих данных можно сделать вывод, что гумус – матричный состав чернозема способствует стабилизации гелеобразного осадка даже в длительные сроки. Следовательно, формирование структуры осадка серой лесной почвы и чернозема резко отличается друг от друга и зависит как от срока выдерживания суспензии, так и от количества органического вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучена адсорбция ГК (из разбавленных водных растворов агрегатами почв на примере серой лесной почвы и ее составляющих (илистой фракции и почвообразующей породы) и выщелоченного чернозема. Физико-химическими методами исследования показано, что адсорбция на всех объектах определяется временем взаимодействия, концентрацией ГК, а также свойствами и концентрацией твердой фазы почвы и может сопровождаться ионным обменом. По изменению объемов осадка установлено влия-

ние адсорбции ГК на коагуляционную устойчивость почвенных суспензий, которая сопровождается выделением гелеобразного осадка и увеличением времени осветления суспензии. В результате показано, что устойчивость суспензий возрастает с повышением концентрации ГК и зависит от типа почвы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по Госзаданию № АААА-А18-118013190180-9, тема: Физико-химические и геобиохимические процессы в антропогенно-измененных почвах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н.* Фракционирование гуминовых кислот в ходе адсорбции на монтмориллоните и палыгорските // Почвоведение. 2013. № 6. С. 658–671. https://doi.org/10.7868/S0032180X13060014
2. *Алифанов В.М.* Палеокрионез и современное почвообразование. Пущино, 1995. 318 с.
3. *Артемьева З.С., Кириллова Н.П.* Пулы органического вещества почвы: состав, роль в процессах почвообразования, экологические функции // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 90. С. 73–95. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-90-73-95
4. *Брунауэр С.А.* Адсорбция газов и паров. Изд-во иностр. лит., 1949. 503 с
5. *Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О.* Матричная организация почв. М.: Русаки, 2001. 295 с.
6. *Качинский Н.А.* Физика почвы. М.: Высшая школа, 1965. 324 с.
7. *Курочкина Г.Н.* Исследование влияния минерального субстрата на процесс гумификации растений // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2013. Т. 15. № 3(3). С. 993–997.
8. *Курочкина Г.Н.* Формирование гидратных пленок на поверхности силиката и алюмината кальция в присутствии полиэлектролитов // Почвоведение. 2017. № 8. С. 954–964. https://doi.org/10.7868/S0032180X1708007X
9. *Курочкина Г.Н.* Влияние предадсорбированных полиэлектролитов на поверхностные свойства и дисперсность глинистых минералов и почв // Журн. физикохимия поверхности и защита материалов. 2019. Т. 55. № 2. С. 158–169. https://doi.org/10.1134/S0044185619020141
10. *Курочкина Г.Н., Пинский Д.Л.* Наноморфология поверхности монтмориллонита, модифицированного полиакриловой кислотой // Физикохимия поверхности и защита материалов. 2016. Т. 52. № 3. С. 1–6. https://doi.org/10.1134/S0044185619020141
11. *Курочкина Г.Н., Пинский Д.Л., Хайнос М., Соколовска С., Цесла И., Гжегош Бованко.* Влияние наноадсорбционных слоев полиэлектролитов на структурно-сорбционные свойства минералов и почв // Агрохимия. 2013. № 10. С. 58–66.
12. *Курочкина Г.Н., Пинский Д.Л., Хайнос М., Соколовска С., Цесла И.* Электрокинетические свойства почвенных минералов и почв, модифицированных полиэлектролитами // Почвоведение. 2014. № 7. С. 842–850.
13. *Курочкина Г.Н., Пинский Д.Л., Федотов Г.Н., Хайнос М., Соколовска Цесла И.* Изменение структурной организации осадков глинистых минералов и почв под воздействием полиэлектролитов // Почвоведение. 2013. № 8. С. 993–1004. https://doi.org/10.7868/S0032180X13080054
14. *Ладонин Д.В., Марголина С.Е.* Взаимодействие гуминовых кислот с тяжелыми металлами // Почвоведение. 1997. № 7. С. 806–811.
15. *Липатов Ю.С.* Коллоидная химия полимеров. Киев: Наукова думка, 1984. 343 с.
16. *Литтл Л.* Инфракрасные спектры адсорбированных молекул. М.: Мир, 1969. 514 с.
17. *Лодыгин Е.Д.* Сорбция ионов Cu^{2+} и Zn^{2+} гуминовыми кислотами тундровой торфяно-глеевой почвы // Почвоведение. 2019. № 7. С. 817–826. https://doi.org/10.1134/S0032180X19070098
18. *Орлов Д.С.* Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 375 с.
19. *Орлов Д.С., Горшкова Е.И., Салпагарова И.А.* Практикум и семинары по химии почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 42 с.
20. *Пампура Т.В.* Поглощение меди и цинка черноземом типичным в условии их модельных экспериментов. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Пущино, 1996. 20 с.
21. *Пинский Д.Л., Курочкина Г.Н.* Особенности адсорбции полиакриловой кислоты синтетическими алюмосиликатами // Журн. физической химии. 2005. Т. 79. № 1. С. 1853–1860.
22. *Пинский Д.Л., Курочкина Г.Н.* Эволюция учений о физико-химической поглотительной способности почв. Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука, 2006. С. 295–311.
23. *Ребиндер П.А., Фукс Г.И.* Проблемы современной коллоидной химии // Успехи коллоидной химии. М.: Наука, 1973. С. 5–8.
24. *Смагин А.В., Садовникова Н.Б.* Влияние сильнонабухающих полимерных гидрогелей на водоудерживающую способность легких почв // Почвоведение. 1994. № 11. С. 50–55.
25. *Соколова Т.А., Трофимов С.Я.* Сорбционные свойства почв. Адсорбция. Катионный обмен. Тула: Гриф и К, 2009. 172 с.
26. *Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д.* Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наукова думка, 1975. 351 с.
27. *Федотов Г.Н., Шалаев В.С.* Основы наноструктурной организации почв. М., 2012. 512 с.
28. *Федотов Г.Н., Добровольский Г.В., Путляев В.И., Гаршев А.В., Иванов В.К., Пахомов Е.И.* Гелевые структуры в почвах // Почвоведение. 2006. № 7. С. 824–835.
29. *Федотов Г.Н., Поздняков А.И., Жуков Д.В., Пахомов Е.И.* Органо-минеральные гели в почвах: экспериментальные факты и гипотезы // Почвоведение. 2004. № 6. С. 691–696.
30. *Якименко О.С., Терехова В.А., Пукальчик М.А., Горленко М.В., Попов А.И.* Сравнение двух интегральных биотических индексов при оценке эффектов гуминовых препаратов в модельном эксперименте // Почвоведение. 2019. № 7. С. 781–792. https://doi.org/10.1134/S0032180X19070153
31. *Alekseev A., Alekseeva T., Kalinin P., Hajnos M.* Soils response to the land use and soil climatic gradients at ecosystem scale: Mineralogical and geochemical data // Soil Tillage Res. 2018. V. 180. P. 38–47. https://doi.org/10.1016/j.still.2018.02.008
32. *Artemyeva Z., Zigova A., Kirillova N., Šťastný M., Holubík O., Podrázský V.* Evaluation of aggregate stability of Haplic Stagnosols using dynamic light scattering, phase

analysis light scattering and color coordinates // Archives of Agronomy and Soil Science. 2017. V. 63. P. 1–14.
33. *Balcke G.U., Kulikova N.A., Hesse S., Kopinke F.D., Perminova I.V., Frimmel F.H.* Adsorption of humic substances onto kaolin clay related to their structural features // Soil Sci. Soc. Am. J. V. 66. 2002. P. 1805–1812.
34. *Balnois E., Wilkinson K.J., Lead J.R., Buffle J.* Atomic Force Microscopy of Humic Substances: Effects of pH and Ionic Strength // Environ. Sci. Technol. V. 33. 1999. P. 3911–3917.
35. *Chenu C., Plante A.F.* Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: Revisiting the concept of the "organo-mineral complex" // Eur. J. Soil Sci. 2006. V. 57. P. 596–607.
36. *Chotzen Rebecca A., Polubesova Tamara, Chefetz Benny, Mishael G.Y.* Adsorption of Soil-Derived Humic Acid by seven Clay Minecals: A Systematic study // Clay Minerals. 2016. V. 64. P. 628–638.
37. *Costanzo P.M., Guggenheim S.* Editors Guest // J. Glay Minerals Soc. 2001. V. 4. P. 413.
38. *Deng Youjun, Dixon Joe B., White Norman G.* Adsorption of Polyacrylamide on Smectite, Illite, and Kaolinite // Soil Sci. Soc. Am. J. 2006. V. 70. P. 297–304.
39. *Murphy E.M., Zachara J.M., Smith S.C., Phillips J.L., Wietsma T.W.* Interaction of hydrophobic organic compounds with mineral-bound humic substances // Environ. Sci. Technol. 1994. V. 28. P. 1291–1299.
40. *Rashid M.A., Buckley D.E., Robertson K.R.* Interactions of a marine humic acid with clay minerals and a natural sediment // Geoderma. 1972. V. 8. P. 11–27.
41. *Rebecca A., Tamara Polubesova, Benny Chefetz, Yael G. Michael.* Adsorption of soil – derived humic acid by seven glay minerals a systematic stady // Clay and Clay Minerals. 2016. V. 64. № 5. P. 628–638.
42. *Sokolowska Z., Sokolowski S.* Influence of humic acid on surface fractal dimension of kaolin: analysis of mercury porosimetry and water vapour adsorption data // Geoderma. 1999. V. 88. P. 233–249.
43. *Sokolowska Z., Hajnos M., Borowko M., Sokolowski S.* Adsorption of nitrogen on thermally treated peat soils: the rolle of energetic and geometric heterogenety // J. Colloid Interface Sci. 1999. V. 219. P. 1–10.
44. *Sokolowska Z.* The fractal dimension of geometrically irregular solid surfaces: the role of attractive molecule-surface interactions // J. Am. Soc. 1989. V. 5. P. 928–941.
45. *Zbik M., Smart R.St.C.* Nanomorphology of kaolinites: comparative SEM and AFM studies // Clays and Clay Minerals. 1998. V. 46. № 2. P. 153–160.
46. Zetasizer Nano Series. (User Manual). Nano 317. Iss. 1.1. Feb. 2004. P. 2–5.

Influence of Humic Acid Adsorption on Coagulation Stability of Soil Suspensions

G. N. Kurochkina*

Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia
**e-mail: colloid41@rambler.ru*

Humic Acids adsorption has been studied and its effect on the coagulation stability of soil suspensions. Gray forest soil (Greyzemic Phaeozem (Loamic)) and its components (clay fraction and parent rock) and of chernozem (Chernozem (Pachic)) were study objects to investigate the adsorption of humic acid (drug company Aldrich-Chemie) from diluted aqueous solutions. Physicochemical methods of research show that adsorption is determined by the interaction time, the concentration of humic acid, as well as by the properties and concentration of the solid phase, and may be accompanied by cation or anion exchange. Changes in precipitate volume permitted to assess the coagulation stability of soil suspensions, which is accompanied by the release of gel-like precipitate and increasing time for the the suspension brightening. As conclusion, it is shown that the stability of suspensions increases with an increase in the concentration of humic acid and depends on the type of soil.

Keywords: clay mineral, gray forest soil (Grezemic Phaeozem (Loamic)), chernozem (Chernozem (Pachic)) humic acid, adsorption, coagulation, stabilization

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 81–88

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.46:631.445.52

МОРФОФИЗИОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ КУЛЬТИВИРУЕМЫХ БАКТЕРИЙ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ ПРИАРАЛЬЯ

© 2020 г. Ш. А. Бегматов[a, *], О. В. Селицкая[a], Л. В. Васильева[b], Ю. Ю. Берестовская[b], Н. А. Манучарова[c], Н. В. Дренова[d]

[a] *РГАУ-МСХА им. К.А. Тимирязева, Тимирязевская, 49, Москва, 127550 Россия*

[b] *Институт микробиологии им. С.В. Виноградского РАН, пр-т 60-летия Октября, 7, Москва, 117312 Россия*

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

[d] *Всероссийский центр карантина растений, ул. Пограничная, 32, Московская область, Раменское, 140150 Россия*

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

Поступила в редакцию 19.02.2019 г.
После доработки 08.05.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

Проведено выделение, идентификация, изучение культурально-морфологических, биохимических особенностей ассоциативных бактерий ризосферы растения солерос (*Salicornia* L.), распространенного в Приаральском регионе Узбекистана. Установлено, что доминирующими культивируемыми бактериями сильнозасоленной почвы исследуемого региона являются галофильные бактерии родов *Halomonas* и *Planococcus*, относящиеся к разным филогенетическим группам: *Gamma-Proteobacteria* и *Firmicutes*. Изучены морфофизиологические особенности выделенных штаммов, в частности, отношение к разным концентрациям соли и возможность использования различных источников углерода. При концентрации в питательной среде NaCl на уровне 8.0, 10.0 и 15.0% штаммы росли хорошо, а при концентрации 20.0, 25.0 и 30.0% NaCl не наблюдалось роста и накопления биомассы культур. Результаты исследований изучения биоразнообразия галофильных микроорганизмов в почве могут использоваться при диагностике состояния нарушенных засоленных почв, их биорекультивации и реабилитации.

Ключевые слова: экстремальные экосистемы, засоление, микробиом, галофилы

DOI: 10.31857/S0032180X20010049

ВВЕДЕНИЕ

В экстремальных экосистемах основными лимитирующими факторами роста и развития организмов являются высокая концентрация соли, высокая или низкая температура, повышенная радиация, атмосферное давление, кислотность или щелочность среды. Эти физические и химические факторы способствуют созданию экстремальных условий для существования организмов, в том числе и для микроорганизмов [3, 7, 8, 21, 35]. Гиперсоленые экосистемы – один из экстремальных видов экосистем, где могут существовать только те организмы, которые имеют комплексные адаптированные метаболические механизмы для снижения внутриклеточного осмотического давления или щелочности обитаемых ниш. Среди гиперсоленых экосистем выделяют сильноминерализованные воды и сильнозасоленные почвы [35]. Различной степенью засоленности обладают более 800 млн га почвы во всем мире [36]. Большая часть этих почвенных угодий сосредоточена в засушливых регионах, где высокая степень засоленности, наряду с недостатком влаги, препятствует оптимальному земледелию.

Специфические условия почвообразования, сложившиеся на высохшем дне Аральского моря, предопределили выделение здесь особых типов почв, таких как лугово-болотные солончаки, сероземные солонцы, сероземно-луговые солонцы [9] Solonchaks [29]. Усыхание Аральского моря под влиянием антропогенной аридизации привело к резкому увеличению площади солончаков Приаралья. Если в 1951–1953 гг. площадь гидроморфных солончаков составляла здесь 7% от общей площади “живой” дельты, то к 1981–1986 гг. эта территория расширилась и заняла 34% общей площади дельты [12]. К характерным особенностям подобных почв относятся высокое содержание соли в верхнем горизонте, подщелачивание, небольшое количество органических веществ (<1%), которые снижают их плодородие и соответственно приводят к исключению из сельскохозяйственного оборота [44].

Диагностике состояния нарушенных засоленных почв, их биорекультивации и реабилитации

может способствовать исследование биоразнообразия галофильных почвенных микроорганизмов [15]. Известно, что адаптация почвенных микроорганизмов к экстремальным условиям, в том числе к условиям засоленности, повышается при вступлении в симбиотические взаимоотношения с растениями. Корневые экссудаты ризосферы растений способствуют росту и развитию микроорганизмов [50]. Получая от растений доступные органические субстраты, микроорганизмы ризосферы поставляют своим партнерам легкоусвояемые соединения азота и фосфора, синтезируют стимулирующие развитие растений фитогормоны и витамины, снижают численность и подавляют активность почвенных фитопатогенов. Обилие микроорганизмов и наличие их различных метаболитов в ризосфере приводит к существенным изменениям свойств почвы [14].

В последние годы многими исследователями проводилось изучение микробиома ризосферы солероса (*Salicornia* L., семейство *Chenopodiaceae*), распространенного на сильнозасоленных почвах Приаралья и обладающего солеаккумулирующей способностью [25]. В частности, определена общая микробная биомасса ризосферы солероса [27], проведен метагеномный анализ филлосферы [38], из ризосферы выделены галотолерантные диазотрофные бактерии [30], а также изучена ростстимулирующая активность эндофитов [55]. В солончаках, в первичной галофитной сукцессии, *Salicornia europaea* встречается в стадии однолетних галомезофитов и галоксеромезофитов, наряду с другими представителями данной первичной сукцессии, такими как *Suaeda acuminata* и *S. prostrata* [5].

К настоящему времени из гиперсоленых почв засушливых регионов выделены многие штаммы солеустойчивых и галофильных бактерий [1, 11, 16, 21]. Вместе с тем распространение, таксономия и экология этих микроорганизмов до сих пор полностью не исследованы [34]. С целью более глубокого изучения почвенных микроорганизмов экстремальных мест обитания нами проведено выделение, идентификация и оценка солеустойчивости ассоциативных бактерий из ризосферы солероса (*Salicornia* L.), доминирующего в сильнозасоленной почве Приаральского региона Узбекистана.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследований

Образцы почвы отбирали из ризосферы растения солероса (*Salicornia* L.) солончаковой почвы (Solonchaks) Приаралья (Узбекистан). Район исследования представляет собой наклонную прибрежную полосу осушенного дна Аральского моря, ограниченную со стороны суши морской террасой [6]. Климат исследуемой территории, расположенной на границе умеренной (суббоpальной) и субтропической пустынной зоны Узбекистана, характеризуется резкой континентальностью и очень малым количеством осадков (87–108 мм/год), высокими температурами летом (до 42°C) и низкими зимой (до –31°C) [9]. Растительный покров представлен семействами Chenopodiaceae, Asteraceae, Brassicaceae, Polygonaceae, Poaceae, Fabaceae и Boraginaceae [37]. Доминирующим видом растительного сообщества исследуемой солончаковой почвы является солерос.

Методы исследований

Образцы почвы с корней отобрали путем ручного встряхивания. Затем 10 г свежей почвы помещали в стерильную пластиковую пробирку, суспендировали со 100 мл 0.9%-ного физиологического раствора хлорида натрия в течение 30 мин, после чего центрифугировали при 750 оборотах в течение 10 мин [17].

Общую засоленность почв оценивали по величине электропроводимости водной вытяжки (почва : вода 1 : 5) методом кондуктометрии (ГОСТ 26423-85). Концентрацию хлорид-ионов и карбонат-ионов определяли методом прямой ионометрии, pH – потенциометрическим методом в той же водной вытяжке (ГОСТ 26425-85, ГОСТ 26424-85).

Выделение чистых культур

Из почвенной суспензии, полученной после центрифугирования, готовили разведения, которые высевали на агаризованную питательную среду МПА (мясо-пептонный агар) с добавлением 7.5% NaCl. Выделение чистых культур проводили методом Коха из одной колонии с помощью микроселекторов Перфильева [10]. Затем культуру выращивали в пробирках на жидкой среде МПА с добавлением 7.5% NaCl в течение 4 суток при 37°C.

Чистоту культур проверяли методом рассева на агаризованной среде в чашках Петри, а также микроскопированием.

Молекулярно-биологическая идентификация выделенных штаммов

Проводили секвенирование участков гена 16S рРНК выделенных штаммов. Геномную ДНК выделяли методом CTAB [51]. Для секвенирования участков гена 16S рРНК подбирали следующие универсальные праймеры: 8F(5'-AGAGTTTGATCCTGGCTCAG-3'), 519R (5'-GWATTACCGCGGCKGCTG-3') [45]. Полимеразную цепную реакцию (ПЦР) участков гена 16S рРНК проводили с помощью набора реактивов Tersus PCR

Kit. Амплификацию – в амплификаторе Veirty в течение 35 циклов. ПЦР продукты анализировали на электрофорезе в 1%-ном агарозном геле и очищали в колонках с набором реактивов GeneJET PCR Purification Kit [43]. Секвенирование проводили по Сэнгеру на ДНК анализаторе (ДНК Технологии).

Биоинформатическую обработку (выравнивание, получение контигов) полученных сиквенсов и построение филогенетического дерева вели по методу ближайших соседей (Neighbor-joining tree) с помощью программы MEGA 7.0 [41, 42].

Изучение культуральных и морфологических свойств

Культуральные свойства выделенных изолятов изучали на плотной агаризованной и жидкой питательной среде МПА с добавлением 7.5% NaCl. Подвижность клеток, размер и окрашивание по Грамму исследовали под световым микроскопом Axio Imager 2 (Zeiss).

Рост на разных источниках углерода оценивали по оптической плотности при 600 нм клеточной суспензии [2] на спектрофотометре 2100 Spectrophotometer на модифицированной питательной среде ATCC 751 [19] следующего состава (г/л): дрожжевой экстракт – 0.15, NH_4NO_3 – 0.25, сахароза – 1.0, NaCl – 75, раствор модифицированных базальных солей Хантера – 20 мл; витамины – 10 мл, дистиллированная вода – 1 л. Состав раствора модифицированных базальных солей Хантера (г/л): нитрилотриацетат кислый – 10; $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ – 29.7, $CaCl_2 \cdot 2H_2O$ – 3.34, аммоний молибдат – 0.0925, $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ – 0.99, металлы “44” – 50 мл, дистиллированная вода – 1 л. Состав раствора металлов “44” (г/л): ЭДТА – 0.25, $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$ – 1.1, $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ – 0.5, $MnSO_4 \cdot 7H_2O$ – 0.154, $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ – 0.04, $Co(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$ – 0.025, $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$ – 0.018, дистиллированная вода – 100 мл. Состав раствора витаминов (мг/л): биотин – 2.0, фолиевая кислота – 2.0, тиамина гидрохлорид – 5.0, кальция Д-пантотенат – 5.0, витамин B_{12} – 0.1, рибофлавин – 5.0, дистиллированная вода – 1.0 л, с добавлением 1% тестируемого источника углерода.

Рост культур при разных концентрациях соли исследовали в жидкой модифицированной питательной среде ATCC 751 с добавлением разной концентрации NaCl (%): 8, 10, 15, 20, 25, 30 на спектрофотометре 2100 Spectrophotometer [46].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Наши исследования показали, что анализируемая почва из ризосферы растения *Salicornia* L. является сильнозасоленной: характер засоленности – хлоридный. Общая засоленность по методу кондуктометрии составила 27.5 мСм/м, содержание хлорид-ионов – 1.76%, карбонат-ионов – 6.65%, pH – 8.70.

Изучение культуральных и морфологических свойств выделенных культур на питательной среде показало, что штаммы представлены четырьмя изолятами. В результате секвенирования участков гена 16S рРНК изолятов установлено, что выделенные культуры бактерий представлены родами *Halomonas* и *Planococcus*, которые относятся к различным филогенетическим группам: *Gamma-Proteobacteria* и *Firmicutes* соответственно. Известно, что представители родов *Halomonas* [2] и *Planococcus* [48] обитают в гиперсоленых экосистемах. Они имеют важное экологическое значение и, кроме того, нередко используются в биотехнологических процессах. Например, у представителей рода *Halomonas* выявлена способность продуцировать биотехнологически значимые ферменты, в частности, амилазы, [23] целлюлазы [40], эндоглюканазы [28], изоцитратдегидрогеназы [49], аланиндегидрогеназы [47], нуклеозид дифосфаткиназы [53]. Представители рода *Planococcus* являются галотолерантными бактериями и обитают в ризосфере галофитных растений, способствуя улучшению их роста [48]. В засоленных и загрязненных почвах нарушенных местообитаний *Planococcus* может активно участвовать в биодеградации химических поллютантов, таких как напроксен [52], моноароматические углеводороды (бензизин, толоул, ксилен) [24], и проявляет резистенцию к высоким концентрации мышьяка [22]. Симбиотические взаимоотношения представителей *Halomonas* и *Planococcus* с галофитными растениями в условиях засоления могут быть использованы для увеличения биологической активности деградированных почв. В некоторых исследованиях отмечается, что различные бактерии вышеуказанных родов улучшают рост и развитие растения-хозяина в процессе азотфиксации, продуцируя ИУК, сидерафоры, АЦК-деаминазы и усваивая нерастворимые формы фосфатов [18, 30, 33, 56]. Вышеуказанные свойства родов *Halomonas* и *Planococcus* еще раз подтверждают их биотехнологическую и экологическую значимость.

Выделенный нами штамм *Halomonas* sp.17Uz является грамотрицательной неспорообразующей подвижной мезофильной бактерией, на питательной среде МПА образует колонии округлой формы кремового цвета. Результаты секвенирования участков гена 16S рРНК подтвердили, что штамм относится к роду *Halomonas* и на филогенетическом дереве соседствует с видом *Halomonas zhaodonegesis* (рис. 1). Физиолого-биохимические показатели и отношение к различным концентрациям NaCl штамма *Halomonas* sp.17Uz и его ближайшего соседа *Halomonas zhaodonegesis* различаются. *Halomonas zhaodonegesis* выделен из

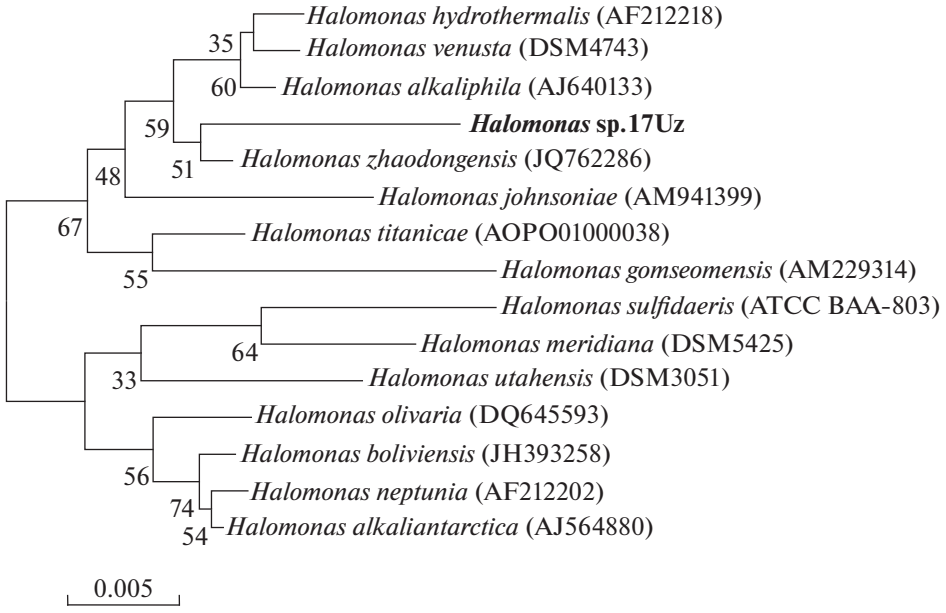


Рис. 1. Филогенетическое положение штамма *Halomonas* sp.17Uz, основанное на результатах сравнительного анализа нуклеотидных последовательностей генов 16S рРНК. Цифрами показана статистическая достоверность порядка ветвления, определенная с помощью "bootstrap"-анализа 1000 альтернативных деревьев.

морского ежа и способен расти при концентрации NaCl в среде 20% [20].

Наши исследования показали, что штамм *Halomonas* sp.17Uz гидролизирует и использует в качестве источника углерода из углеводов сахарозу; из органических кислот: янтарнокислый натрий, цитрат натрия, фумарат натрия, фталевокислый натрий, формиат натрия, пируват натрия; и из аминокислот: L-треонин, L-аспаргин и L-лизин. Не наблюдается ассимиляция следующих источников углерода из углеводов: крахмала, галактозы, арабинозы, целлюбиозы, мальтозы, глюкозы, D-фруктозы; из органических кислот: ацетата натрия, глюкуроновой кислоты, лимоннокислого натрия; и из аминокисот: L-гистидина, L-глутаминовой кислоты, L-серина, L-пролина (табл. 1).

Штамм *Planococcus* sp.11Uz представляет собой грамположительную бактерию, с клетками шаровидной формы или в виде коротких палочек. На питательной среде МПА колонии розового цвета, округлой формы.

На филогенетическом дереве штамм *Planococcus* sp.11Uz расположен на одной ветке с *Planococcus salinarum* (рис. 2). Выделенный нами штамм *Planococcus* sp.11Uz отличается от близкого соседа *Planococcus salinarum* по месту обитания и физиолого-биохимическим показателям. *Planococcus salinarum* выделен из района разработки месторождения солей [54].

Штамм *Planococcus* sp.11Uz ассимилирует следующие сахара: крахмал, сахарозу; из органических кислот: янтарнокислый натрий, ацетат на-

Таблица 1. Использование источников углерода выделенными штаммами *Halomonas* sp. и *Planococcus* sp.

Штамм	Углеводы								Органические кислоты									Аминокислоты						
	крахмал	сахароза	галактоза	арабиноза	целлюбиоза	мальтоза	глюкоза	d-фруктоза	янтарнокислый натрий	цитрат натрия	ацетат натрия	фумарат натрия	фталевокислый натрий	глюкуроновая кислота	лимоннокислый калий	формиат натрия	пируват натрия	L-треонин	L-гистидин	L-глутаминовая кислота	L-серин	L-пролин	L-аспарагин	L-лизин
Halomonas sp.	–	+	–	–	–	–	–	–	+	+	–	+	+	–	–	+	+	+	–	–	–	–	+	+
Planococcus sp.	+	+	–	–	+	–	–	–	+	+	+	+	+	–	–	+	+	+	–	–	–	–	+	+

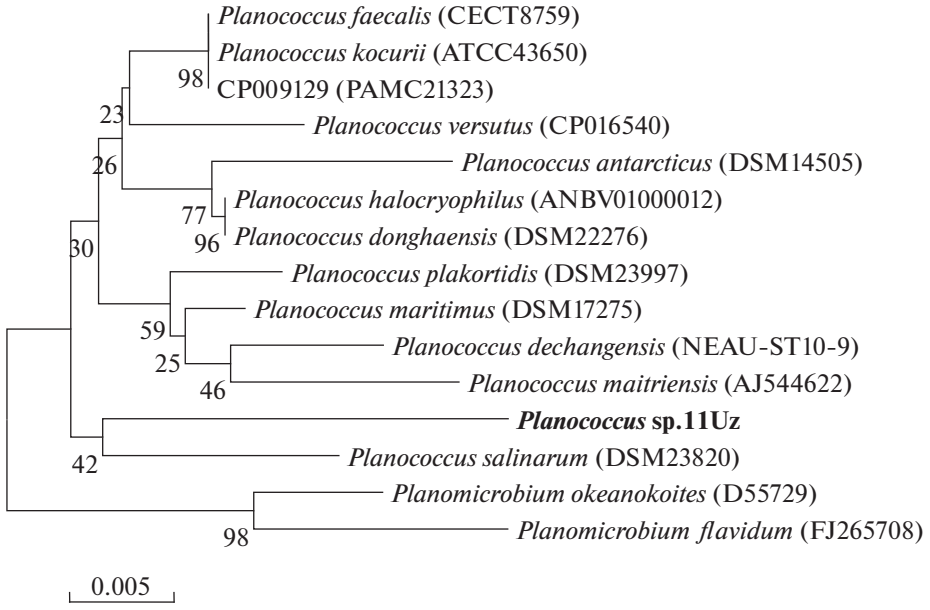


Рис. 2. Филогенетическое положение штамма *Planococcus* sp.11Uz, основанное на результатах сравнительного анализа нуклеотидных последовательностей генов 16S рРНК. Цифрами показана статистическая достоверность порядка ветвления, определенная с помощью "bootstrap"-анализа 1000 альтернативных деревьев.

трия, фумарат натрия, фталевокислый натрий, формиат натрия, пируват натрия; из аминокислот: L-треонин, L-аспаргин и L-лизин. Не использует следующие сахара: галактозу, арабинозу, мальтозу, глюкозу, D-фруктозу; из органических кислот: глюкуроновую кислоту, лимоннокислый натрий; и из аминокислот: L-гистидин, L-глутаминовую кислоту, L-серин, L-пролин.

Из литературы известно, что представители данного рода способны использовать следующие сахара: фруктозу, декстрин, D-салицин; органические кислоты: D-глюкуроновую кислоту; аминокислоты: D-аспартат, D-серин, L-аргинин и белки: желатин [26].

Некоторые сахара и другие источники углерода, такие как сахароза, трегалоза, арабиноза и маннит, повышают солеустойчивость бактериальной клетки в гиперсоленой системе, способствуя накоплению ряда осмопротекторов (пролин, бетаин, эктоин) [4, 13].

По отношению к концентрации соли микроорганизмы делятся на следующие физиологические группы: а) не галофилы, которые требуют менее 1% NaCl; б) галотолерантные, которые могут расти при высоких концентрациях солей, например при 25% NaCl; в) слабые галофилы, лучший рост которых наблюдается при 1–3% NaCl; г) умеренные галофилы, чей оптимальный рост на среде наблюдается при 3–15% NaCl; д) экстремальные галофилы, для оптимального роста которых требуется 15–25% NaCl [32].

По результатам исследования Кейи с соавт. [31], некоторые виды рода *Halomonas,* в частности *H. neptunia*, *H. sulfidaeris*, *H. axialensis*, *H. hydrothermalis*, способны расти при концентрации соли от 0.5 до 24%. Но оптимум для них находится в диапазоне 2–7%.

Изучение отношения к разной концентрации соли выделенного штамма *Halomonas* sp.17Uz подтвердило, что по классификации Кашнер [32] данный штамм относится к умеренным галофилам и способен расти на средах при концентрации соли до 15%, однако оптимум составляет 8% NaCl. При концентрации 10 и 15% соли накопление биомассы наблюдалось. Присутствие NaCl в питательной среде в количестве 20, 25 и 30% для данного штамма оказалось критическим (табл. 2).

В соответствии с литературными данными, некоторые представители рода *Planococcus* толерантны к высоким концентрациям солей, однако многие представители этого рода умеренные галофилы [39]. Табл. 2 иллюстрирует, что штамм *Planococcus* sp.11Uz по типу солеустойчивости от-

Таблица 2. Изучение способности выделенных штаммов *Halomonas* sp. и *Planococcus* sp. к росту в среде при различных концентрациях NaCl

Штамм	Концентрация NaCl, %					
	8	10	15	20	25	30
Halomonas sp.17Uz	+	+	+	–	–	–
Planococcus sp.11Uz	+	+	+	–	–	–

носится к умеренным галлофилам, и при 8, 10 и 15% NaCl рост наблюдается. Более 15% NaCl для данного штамма оказалось лимитирующим фактором, соответственно накопление биомассы не обнаружено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что доминирующими культивируемыми бактериями сильнозасоленной почвы Приаральского региона (Узбекистан), выделенными на питательной среде МПА с добавлением 7.5% NaCl, являются галофильные бактерии родов *Halomonas* и *Planococcus*, относящиеся к разным филогенетическим группам грамотрицательных гамма-протеобактерий и грамположительных фирмикут домена *Bacteria*.

Выделены новые штаммы галофильных бактерий *Halomonas* sp.17Uz и *Planococcus* sp.11Uz. На основании анализа результатов секвенирования участков гена 16S рРНК установлено, что *Halomonas* sp.17Uz на филогенетическом дереве соседствует с видом *Halomonas zhaodonegesis*, а *Planococcus* sp.11Uz расположен на одной ветке с *Planococcus salinarum*.

Изучены морфофизиологические особенности данных штаммов, в частности, возможность использования различных источников углерода. Показано, что на увеличение концентрации солей в средах с различными источниками углерода, оба штамма реагируют практически одинаково.

Установлено, что выделенные штаммы относятся к умеренным галофилам. При концентрации в питательной среде NaCl на уровне 8, 10 и 15% штаммы *Halomonas* sp.17Uz и *Planococcus* sp.11Uz росли хорошо, а при концентрации 20, 25 и 30% NaCl роста и накопления биомассы культур не наблюдалось.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андронов Е.Е., Петрова С.Н., Пинаев А.Г., Першина Е.В., Рахимгалиева С.Ж., Ахмеденов К.М., Горобец А.В., Сергалиев Н.Х.* Изучение структуры микробного сообщества почв разной степени засоления с использованием TRFLP и ПЦР с детекцией в реальном времени // Почвоведение. 2012. № 2. С. 173–183.
2. *Болтянская Ю.В., Кевбрин В.В., Лысенко А.М., Колганова Т.В., Турова Т.П., Осипов Г.А., Жилина Т.Н. Halomonas mongoliensis* sp. nov. и *Halomonas kenyensis* sp. nov. – новые галоалкалофильные денитрификаторы из содовых озер, способные к восстановлению N_2O // Микробиология. 2007. Т. 76. № 6. С. 834–843.
3. *Гришко В.Н., Сыщикова О.В., Зенова Г.М., Кожевин П.А., Дуброва М.С., Лубсанова Д.А., Чернов И.Ю.* Мицелиальные актинобактерии засоленных почв аридных территорий Украины и России // Почвоведение. 2015. № 1. С. 81–86.
4. *Деткова Е.Н., Болтянская Ю.В.* Осмоадоптация галоалкалофильных бактерий: роль осморегуляторов и возможности их практического применения // Микробиология. 2007. Т. 76. № 5. С. 581–593.
5. *Димеева Л.А.* Закономерности первичных сукцессий Аральского побережья // Аридные экосистемы. 2007. Т. 13. № 33–34. С. 89–100.
6. *Духовный В.А., Авакян И.С., Жолдасова И.М., Мирабдуллаев И., Муминов Ш., Рощенко Е., Рузиев И.Б., Рузиев М.Т, Стулина Г.В., Сорокин А.Г., Сорокин А.Д., Заитов Ш., Ташмухаммедов Б.А., Тучин А.И., Эшчанов О.* Аральское море и Приаралья: обобщение работ НИЦ МКВК по мониторингу состояния и анализу ситуации. Ташкент: Baktria Press, 2017. 120 с.
7. *Звягинцев Д.Г., Зенова Г.М., Оборотов Г.В.* Мицелиальные бактерии засоленных почв // Почвоведение. 2008. № 10. С. 1250–1257.
8. *Зенова Г.М., Кожевин П.А., Манучарова Н.А., Лубсанова Д.А., Дуброва М.С.* Экофизиологические особенности актиномицетов пустынных почв Монголии // Известия РАН. Сер. биологическая. 2014. № 3. С. 246–253.
9. *Кузиев Р.К., Сектименко В.Е.* Почвы Узбекистана. Ташкент, 2009. 308 с.
10. *Нетрусов А.И., Егорова М.А., Захарчук Л.М. и др.* Практикум по микробиологии. М.: Издательский центр “Академия”, 2005. 608 с.
11. *Першина Е.В., Тамазян Г.С., Дольник А.С., Пинаев А.Г., Сергалиев Н.Х., Андронов Е.Е.* Изучение структуры микробного сообщества засоленных почв с использованием высокопроизводительного секвенирования // Экологическая генетика. 2012. Т. 10. № 2. С. 32–39.
12. *Саттаров Д.С., Сектименко В.Е., Попов В.Г.* Состояние почвенного покрова Приаралья в связи с усыханием Аральского моря // Почвоведение. 1991. № 10. С. 5–10.
13. *Селиванова Е.А.* Механизмы выживания микроорганизмов в гиперосмотических условиях // Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН. 2012. № 3. С. 13.
14. *Соколова Т.А.* Специфика свойств почв в ризосфере: анализ литературы // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1097–1111.
15. *Халилова Э.А., Котенко С.Ц., Исламмагомедова Э.А., Гасанов Р.З., Абакарова А.А., Аливердиева Д.А.* Экстремофильные микробные сообщества засоленных почв и их разнообразие в регионе прикаспийской низменности // Аридные экосистемы. 2017. Т. 23. № 2. С. 52–56.
16. *Чернов Т.И., Тхакахова А.К., Лебедева М.П., Железова А.Д., Бгажба Н.А., Кутовая О.В.* Микробиомы контрастных по засолению почв солонцового комплекса волго-уральского междуречья // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1115–1124. https://doi.org/10.1134/S0032180X18090046

17. *Aboudrar W., Schwartz C., Benizri C., Morel J.L., Boularbah A.* Soil microbial diversity as affected by the rhizosphere of the hyperaccumulator Thlaspi caerulescens under natural conditions // Int. J. Phytoremediation. 2007. № 9. P. 41–52.

18. *Argandona M., Fernandez-Carazo R., Llamas I., Martinez-Checa F., Caba J. M., Quesada E., Ana del Moral.* The moderately halophilic bacterium *Halomonas maura* is a free-living diazotroph // FEMS Microbiol. Lett. 2005. V. 244. № 1. P. 69–74. https://doi.org/10.1016/j.femsle.2005.01.019

19. *Atlas R.M.* Handbook of microbiological media. Taylor and Francis Group, LLC. 2010. 2043 p.

20. *Chen Y.G., Zhang Y.Q., Huang H.Y., Klenk H.P., Tang Sh.K., Huang K., Chen Q.H., Cui X.L., Li W.J. Halomonas zhanjiangensis* sp. nov., a halophilic bacterium isolated from a sea urchin // Int. J. Systematic Evolutionary Microbiol. 2009. V. 59. P. 2888–2893. https://doi.org/10.1099/ijs.0.010173-0

21. *Chenard C., Lauro F.M.* Microbial Ecology of extreme environments. 2017. Switzerland: Springer, Cham. 245 p. https://doi.org/10.1007/978-3-319-51686-8

22. *Chowdhury R., Sen A.K., Karak P., Chatterjee R., Giri A.K., Chaudhuri K.* Isolation and characterization of an arsenic-resistant bacterium from a bore-well in West Bengal // India. Ann. Microbiol. 2009. № 59. P. 253–258.

23. *Coronado M.J., Vargas C., Mellado E., Tegos G., Drainas C., Nieto J., Ventosa A.* The α-amylase gene amyH of the moderate halophile *Halomonas meridiana*: cloning and molecular characterization // Microbiology. 2000. V. 146. № 4. P. 861–868.

24. *Desouky S.E., El-Gamal M.S., Barghoth M.G.* Aerobic biodegradation of BTX by halophilic *Planococcus* sp. strain TS1 isolated from Egypt // J. Adv. Biol. Biotechnol. 2015. № 4. P. 1–13.

25. *Flowers T.J., Colmer T.D.* Salinity tolerance in halophytes // New Phytol 2008. № 179. P. 945–963.

26. *Gan L., Zhang H., Tian J., Li X., Long X., Zhang Y., Dai Y., Tian Y. Planococcus salinus* sp. nov., a moderately halophilic bacterium isolated from a saline-alkali soil // Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2018. № 68. P. 589–595.

27. *Goodfriend W.L., Olsen M.W., Frye R.J.* Soil microfloral and microfaunal response to *Salicornia bigelovii* planting density and soil residue amendment // Plant and Soil. 2000. № 223. P. 23–32.

28. *Huang X., Shao Z., Hong Y., Lin L., Li C., Huang F., Wang H., Liu Z.* Cel8H, a novel endoglucanase from the halophilic bacterium *Halomonas* sp. S66-4: molecular cloning, heterogonous expression, and biochemical characterization // J. Microbiol. 2010. V. 48. № 3. P. 318–324.

29. 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. 181 p.

30. *Jha B., Gontia I., Hartmann A.* The roots of the halophyte *Salicornia brachiata* are a source of new halotolerant diazotrophic bacteria with plant growth-promoting potential // J. Plant Soil. 2012. V. 356. P. 265–277. https://doi.org/10.1007/s11104-011-0877-9

31. *Kaye J.Z., Ma'rquez M.C., Ventosa A., Baross J.A. Halomonas neptunia* sp. nov., *Halomonas sulfidaeris* sp. nov., *Halomonas axialensis* sp. nov. and *Halomonas hydrothermalis* sp. nov.: halophilic bacteria isolated from deep-sea hydrothermal-vent environments // Int. J. Systematic and Evol. Microbiol. 2004. V. 54. P. 499–511. https://doi.org/10.1099/ijs.0.02799-0

32. *Kushner D.J., Kamekura M.* Physiology of halophilic eubacteria // Halophilic Bacteria. 1988. V. 1. P. 87–103.

33. *Mapelli F., Marasco R., Rolli E., Barbato M., Cherif H., Guesmi A., Ouzari I., Daffonchio D., Borin S.* Potential for plant growth promotion of rhizobacteria associated with *Salicornia* growing in Tunisian hypersaline soils // Biomed Res. Int. 2013. V. 2013. https://doi.org/10.1155/2013/248078

34. *Oren A.* Ecology of Halophiles // Extremophiles Handbook. 2011. P. 344–361.

35. *Rodriguez-Valera F.* Characteristics and microbial ecology of hypersaline environments // Halophilic Bacteria. 1988. V. 1. P. 3–30.

36. *Rozema J., Flowers T.* Crops for a salinized world // Science. 2008. V. 322. P. 478–1480.

37. *Sherimbetov S.G., Pratov U.P., Mukhamedov R.S.* Classification of plants in the South drying bottom of the Aral Sea // Вестник СПбГУ. 2015. Сер. 3. № 4.

38. *Shi Y.W., Lou K., Li Ch., Wang L., Zhao Z.Y., Zhao Sh., Tian Ch.Y.* Illumina-based analysis of bacterial diversity related to halophytes *Salicornia europaea* and *Sueada ralocaspica* // J. Microbiol. 2015. V. 53. № 10. P. 678–685.

39. *Shivaji S. Planococcus.* Bergey's manual of systematics of archaea and bacteria. Bergey's Manual Trust. 2015.

40. *Shivanand P., Mugeraya G., Kumar A.* Utilization of renewable agricultural residues for the production of extracellular halostable cellulase from newly isolated *Halomonas* sp. strain PS47 // Ann. Microbiol. 2013. V. 63. P. 1257–1263.

41. *Tamura K., Nei M.* Estimation of the number of nucleotide substitutions in the control region of mitochondrial DNA in humans and chimpanzees // Molecular Biol. Evolution. 1993. V. 10. P. 512–526.

42. *Tamura K., Stecher G., Peterson D., Filipski A., Kumar S.* MEGA6: Molecular Evolutionary Genetics Analysis version 6.0 // Molecular Biol. Evolution. 2013. P. 2725–2729.

43. Thermo Scientific GeneJET PCR Purification Kit #K0701, #K0702. 2013.

44. *Toderich K.N., Shuyskaya E.V., Faisal K.T., Matsuo N., Ismail Sh., Aralova D.B., Radjabov T.F.* Integrating agroforestry and pastures for soil salinity management in dryland ecosystems in Aral Sea basin // Developments in soil salinity assessment and reclamation: innovative thinking and use of Marginal soil and water resources in irrigated agriculture. Springer Science, 2013. P. 579–602.

45. *Turner S., Pryer K.M., Miao V.P., Palmer J.D.* Investigating deep phylogenetic relationships among cyanobacteria and plastids by small subunit rRNA sequence analysis // J. Eukaryotic Microbiol. 1999. V. 46. P. 327–338.

46. *Ventosa A., Quesada E., Rodriguez-Valera F., Ruiz-Berraquero F., Ramos-Cormenzana A.* Numerical Taxono-

my of moderately halophilic gram-negative rods // J. General Microbiol. 1982. V. 128. P. 1959–1968.

47. *Vreeland R.H., Litchfield C.D., Martin E.L., Elliot E. Halomonas elongata,* a new genus and species of extremely salt-tolerant bacteria // Int. J. Syst. Bacteri. 1980. V. 30. № 2. P. 485–495.
48. *Wah-Seng S.T., Yi T.J., Lim E.R., Convey Y.L., Peter Pearce D.A., Wai-Fong Y., Kok-Gan Ch*. De novo assembly of complete genome sequence of *Planococcus kocurii* ATCC 43650(T), a potential plant growth promoting bacterium // Marine Genomics. 2016. V. 28. P. 33–35.
49. *Weisser J., Trüper H.G.* Osmoregulation in a new haloalkaliphilic *Bacillus* from the Wadi Natrun (Egypt) // Syst. Appl. Microbiol. 1985. V. 6. P. 7–11.
50. *Willey J.M., Sherwood L.M., Woolverton Ch.J.* Prescott's principles of microbiology. New York: The McGraw-Hill Companies, Inc. 2009. 969 p.
51. *William S., Feil H., Copeland A*. Bacterial genomic DNA isolation using CTAB. DOE Join Genome Institute, 2012. 12 p.
52. *Wojcieszynska D., Domaradzka D., Hupert-Kocurek K., Guzik U.* Enzymes involved in naproxen degradation by *Planococcus* sp. S5 // Polish J. Microbiol. 2016. V. 65. № 2. P. 177–182.
53. *Yonezawa Y., Tokunaga H., Ishibashi M., Tokunaga M.* Characterization of nucleoside diphosphate kinase from moderately halophilic eubacteria // Biosci. Biotechnol. Biochem. 2001. V. 65. № 10. P. 2343–2346.
54. *Yoon J.H., Kang S.J., Lee S.Y., Oh K.H., Oh T.K. Planococcus salinarum* sp. nov., isolated from a marine solar saltern, and emended description of the genus *Planococcus* // Int. J. Systematic Evolutionary Microbiol. 2010. V. 60. P. 754–758. https://doi.org/10.1099/ijs.0.013136-0
55. *Zhao Sh., Zhou N., Zhao Z.Y., Zhang K., Wu G.H., Tian Ch.Y.* Isolation of endophytic plant growth-promoting bacteria associated with the halophyte *Salicornia europaea* and evaluation of their promoting activity under salt stress // Curr. Microbiol. 2016. V. 73. P. 574–581. https://doi.org/10.1007/s00284-016-1096-7
56. *Zhou N., Zhao S., Tian C.Y.* Effect of halotolerant rhizobacteria isolated from halophytes on the growth of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) under salt stress // FEMS Microbiol. Lett. 2017. V. 364. № 11. P. 1–7. https://doi.org/10.1093/femsle/fnx091

Morphophysiological Properties of Some Cultivable Bacteria of Salinity Soils of the Aral Sea Region

Sh. A. Begmatov[1, *], O. V. Selitskaya[1], L. V. Vasileva[2], Yu. Yu. Berestovskaja[2], N. A. Manucharova[3], and N. V. Drenova[4]

[1]Russian State Agrarian University – Moscow Timiryazev Agricultural Academy, Moscow, 127550 Russia
[2]Winogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow, 117312 Russia
[3]Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia
[4]All-Russian Centre for Plant Quarantine, Ramenskoye, 140150 Russia
**e-mail: shoxabdullayevich@gmail.com*

The study of the microbiome of saline soils represents a significant scientific and practical interests in point the unique abilities of these microorganisms in adapting to extreme conditions of the environment. The purpose of the work is the isolation, identification, and study of the cultural-morphological, biochemical properties of the associative bacteria of the rhizosphere of the *Salicornia L.* which is common plants in the Aral region of Uzbekistan. It has been revealed that the dominant cultivable bacteria of the saline soil of the studied region are halophilic bacteria of the genus *Halomonas* and *Planococcus*, belonging to different phylogenetic groups: *Gamma-Proteobacteria* and *Firmicutes*. The morphophysiological features of the isolated strains were studied, in particular, salt tolerance and the possibility of using various carbon sources. At a concentration in the nutrient medium NaCl at the level of 8.0; 10.0 and 15.0% of the strains grew well and at a concentration of 20.0; 25.0; and 30.0% NaCl growth and accumulation of biomass cultures were not observed. The results of studies of the biodiversity of halophilic microorganisms of salinated soils can be used in the diagnosis of the state of saline soils, their bioremediation and rehabilitation.

Keywords: extreme ecosystems, halophilus, salinity, microbiome

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 89–101

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.48:930.26

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОСФАТАЗНОЙ АКТИВНОСТИ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННО-ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ПОЧВ

© 2020 г. Н. Н. Каширская[a], *, Л. Н. Плеханова[a], Е. В. Чернышева[a], М. В. Ельцов[a], С. Н. Удальцов[a], А. В. Борисов[a]

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

**e-mail: nkashirskaya81@gmail.com*

Поступила в редакцию 17.03.2019 г.
После доработки 17.06.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

Обобщены данные по фосфатазной активности (ФА) почв зонального ряда, интразональных почвах, разновременных погребенных почвах и культурных слоях археологических памятников. Проанализирована изменчивость этого показателя в пределах почвенных комплексов. Максимальные значения ФА были зафиксированы в верхнем горизонте серых лесных почв (Eutric Retisols), а минимальными значениями характеризовались бурые полупустынные почвы бугров Бэра (Haplic Calcisols). В солонцах (Solonetz) по сравнению со светло-каштановыми почвами (Cambisols) было отмечено более широкое варьирование ФА в верхнем горизонте; при этом средняя величина ФА в горизонте A1 в солонцах была в 1.5 раза выше, чем в светло-каштановых почвах. Максимальные значения ФА в профиле солонцов были зафиксированы в верхнем 2-сантиметровом слое. В горизонте B1 в светло-каштановых почвах (Cambisols и Calcicols) наблюдалось увеличение фосфатазной активности, а в солонцах (Solonetz) было отмечено ее снижение в иллювиальной части профиля по сравнению с верхним горизонтом. В разновозрастных подкурганных почвах отмечен повышенный уровень ФА в палеопочвах, погребенных в гумидные эпохи по сравнению с палеопочвами аридных эпох. Культурные слои древних поселений отличаются максимальной вариабельностью значений ФА. В ряде случаев этот показатель коррелирует с содержанием фосфатов, но только в тех слоях, где имело место поступление органических материалов; в слоях, где были выявлены угли и зола, при высоком содержании фосфатов были зафиксированы низкие величины ФА.

Ключевые слова: ферментативная активность, фосфатазы, погребенные почвы, культурные слои археологических памятников

DOI: 10.31857/S0032180X20010098

ВВЕДЕНИЕ

Ферментативная активность почвы относится к важнейшим показателям почвенного плодородия [24] и часто используется в качестве биоиндикатора, позволяющего диагностировать состояние окружающей среды и прогнозировать изменения в экосистемах [38]. К ферментам, активность которых используется для диагностики продуктивности пахотных угодий и при этом достаточно широко варьирует в почвах естественных биотопов, относятся фосфатазы [7, 23, 32]. Фосфатазная активность (**ФА**) в природных почвах земного шара, по обзору глобальных измерений этого показателя, варьирует в пределах четырех порядков от 0.01 до 79 мкмоль нитрофенола/(г почвы ч) [32]. Из почвенных фосфатаз наиболее изучены фосфомоноэстеразы, способные действовать на низкомолекулярные фосфорные соединения и проявляющие активность как в кислой, так и щелочной среде. В меньшей степени исследованы фосфодиэстеразы, ответственные за первые стадии деградации фосфолипидов и нуклеиновых кислот [38].

ФА зависит от типа почвы, от присутствия ингибиторов или активаторов, от состава растительного и микробного сообщества [37]. Она связана с деятельностью практически всех почвенных микроорганизмов, но только некоторые из них образуют большое количество внеклеточных фосфатаз [9]. Основными продуцентами для щелочных фосфатаз, преобладающих в нейтральных и щелочных почвах, являются бактерии, а для кислых фосфатаз, распространенных в кислых почвах, – растения, грибы и в меньшей степени бактерии [24, 34].

Особую группу ферментов фосфорного цикла составляют фитазы [17, 25], способные осуществ-

лять гидролитическое расщепление фитина, содержание которого в почве достигает до 80% от всего пула органических фосфатов [14]. Фитазы активно выделяются в почву микроскопическими грибами, и в меньшей степени бактериями. Слабая фитазная активность обнаружена в корнях растений, однако фермент не секретируется в ризосферу, и растения не могут самостоятельно усваивать связанный фосфор из фитатов почвы [17].

Одним из факторов, непосредственно влияющих на ФА, является обеспеченность почвы подвижными фосфатами, доступными для растений и микроорганизмов. Как отмечают многие исследователи, более высокая обеспеченность почвы подвижным фосфором приводит к снижению ФА [15, 24]. Это связано с тем, что минеральный фосфор необходим для жизнедеятельности почвенных микроорганизмов. Поэтому почвенная микрофлора при избытке доступного фосфора уменьшает выработку фосфатаз, а при его недостатке активизирует их синтез для более эффективного превращения труднодоступных органических форм фосфора в легкодоступные минеральные формы [20]. При этом потенциальная способность почвенной микробиоты высвобождать доступный фосфор с помощью фосфатаз, прежде всего, зависит от таких факторов, как содержание азота в почве и оптимальное соотношение среднегодовой температуры и количества осадков [32].

Содержание органического углерода также относится к ряду показателей, оказывающих влияние на ФА [32]. Органическое вещество и фосфаты являются конкурентами в борьбе за сорбционные места на поверхности почвенных минеральных частиц. Показано, что увеличение длительности и дозы внесения органических удобрений уменьшает количество активных сорбционных позиций и, таким образом, увеличивает доступность фосфора для растений [21]. Антропогенная деятельность может приводить к существенному увеличению содержания органического вещества в почве, что в свою очередь приводит к росту численности микроорганизмов, ответственных за его утилизацию, и как следствие – к увеличению ферментативного пула, обеспечивающего минерализацию органических субстратов. Известно, что антропогенно-преобразованные почвы и культурные слои археологических памятников характеризуются повышенными величинами содержания фосфора [19, 30]. При этом в ряде случаев имеет место высокая ферментативная активность культурных слоев, свидетельствующая о длительной сохранности почвенных ферментов и, по-видимому, связанная с увеличением ферментативного пула, вследствие антропогенного накопления органических субстратов [11, 28].

На сегодняшний день известны многие работы, посвященные исследованиям ФА в естественных почвах [32], в почвах современных пахотных угодий [7, 21], в почвах нарушенных экосистем [29, 35]. Показано наличие ФА в мерзлотных и озерных отложениях возрастом около 9–13 тыс. лет [36], а также в палеопочвах под грунтовыми насыпями [26] и в культурных слоях древних поселений [11] возрастом 3000–4500 лет. До настоящего времени не предпринимались попытки оценить варьирование ФА в ряду разновозрастных погребных почв, а также в почвах древних поселений и пахотных угодий. В археологическом контексте исследование ФА представляет особенный интерес, так как при участии фосфатаз происходит мобилизация органического фосфора – элемента, широко используемого в археологической практике [12, 30].

Цель работы – выявить хроногеографические изменения фосфатазной активности в естественных почвах, погребенных под курганными насыпями, и в антропогенно-преобразованных почвах, включающих культурные слои археологических памятников.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования служили современные зональные и интразональные почвы, разновозрастные подкурганные каштановые палеопочвы, а также почвы и культурные слои древних поселений.

Свойства верхнего горизонта зональных и интразональных почв представлены в табл. 1.[1] В ряду зональных почв были исследованы серые лесные почвы (Eutric Retisols) в Республике Татарстан (объект 1), и в Московской области (объект 2); чернозем выщелоченный (Luvic Chernozem), Липецкая область (объект 3); чернозем обыкновенный (Haplic Chernozem), Челябинская область (объект 4); бурая полупустынная почва на бугре Бэра (Haplic Calcisol), Астраханская область (объект 5). Среди интразональных почв были изучены дерново-карбонатная эродированная почва (Rendzic Leptosol), Удмуртская Республика (объект 6); горно-луговая почва (Umbric Leptosol), Республика Адыгея (объект 7), аллювиальная дерновая почва (Umbric Fluvisol), Московская область (объект 8).

В ряду современных степных почв (табл. 2) и разновозрастных палеопочв, погребенных под курганными насыпями (табл. 3) анализировали образцы из горизонтов A1, B1 и B2. Эта группа объектов располагалась в пределах Ергенинской возвышенности, на территории Волгоградской и Ростовской областей. Для оценки варьирования ФА в почвах одного типа исследовали светло-каштановые почвы различной степени солонцеватости (Cambisols или Calcicols, объекты 9–15) и

[1] Далее в таблицах и рисунках вместо названия и месторасположения той или иной почвы будет приводиться ее номер.

Таблица 1. Характеристика верхнего горизонта почв зонального ряда и интразональных почв

Объект	$C_{орг}$, %	pH H_2O	$CaCO_3$, %	Содержание фракций, %	
				<0.001 мм	<0.01 мм
1. Серая лесная почва	–	6.4	–	14	9
2. Серая лесная почва	3.80	6.7	0.12	19	34
3. Чернозем выщелоченный	8.19	3.6	3.96	22	39
4. Чернозем обыкновенный	2.80	6.4	0.60	6	17
5. Бурая полупустынная почва	0.24	8.1	1.20	10	16
6. Дерново-карбонатная эродированная почва	4.20	6.9	0.52	31	53
7. Горно-луговая почва	4.70	7.2	0.11	29	52
8. Аллювиальная дерновая почва	1.20	6.1	–	–	–

солонцы (Solonetz) с различной мощностью верхнего горизонта (объекты 16–28).

Для оценки варьирования ФА на микроуровне в пределах верхнего горизонта исследовали этот показатель в каждом сантиметре горизонта A1 в современных средних солонцах (объекты 27 и 28).

Для оценки варьирования ФА в погребенных палеопочвах, расположенных под общей курганной насыпью, исследовали почвенный комплекс, вскрытый при раскопках кургана I в. н.э., на территории курганного могильника Перегрузное, в зоне сухих степей (Волгоградская область). В пределах этого комплекса были изучены лугово-каштановая почва (объект 29), светло-каштановая солонцеватая почва (объект 30), солонец средний (объект 31) и солонец корковый (объект 32).

Для выявления изменчивости ФА в степных палеопочвах, погребенных под разновозрастными курганами, был составлен хроноряд, включающий светло-каштановые почвы и солонцы в пределах курганных могильников Песчаный-V и Темрта-I (Ростовская область). В качестве фоновой почвы выбран современный солонец каштановый средний незасоленный (объект 26). Для четырех палеопочв хроноряда получены радиоуглеродные датировки. В порядке уменьшения возраста погребения палеопочвы образуют следующий хроноряд: светло-каштановая почва (объект 33) – 5340 ± 50 BP, светло-каштановая почва (объект 34) – 4255 ± 45 BP, светло-каштановая солонцеватая почва (объект 35) – 4171 ± 32 BP и солонец корковый каштановый (объект 36) – 3965 ± 35 BP. Также в составе этого могильника был исследован солонец мелкий каштановый, погребенный 1300–1400 л.н. (объект 37).

Для изучения влияния древней антропогенной деятельности на ФА почв исследовали культурные слои разновозрастных поселений. Максимальный возраст – около 7000 лет – зафиксирован для поселения эпохи энеолита Мешоко (Республика Адыгея). Культурный слой поселения хорошо проработан почвообразованием, без стратиграфических различий, представлен недифференцированной толщей темно-серого суглинка глыбистой структуры мощностью до 140 см, с большим количеством керамики, костей и камней от развалов построек (объект 38).

Для сравнения исследовали культурные слои более молодого возраста. Слои средневековых городищ Учкакар (Удмуртская Республика) и Болгар (Республика Татарстан), возрастом 700–800 лет, были проработаны почвообразованием только в верхней части профиля. Мощность антропогенных напластований городища Учкакар (объект 39), обогащенных керамикой и костным материалом, со следами пожаров и остатками жилищ, достигала 130 см. На территории городища Болгар исследовали два образца культурного слоя, приуроченные к участкам городища с различным характером антропогенной деятельности. Максимальной антропогенной нагрузкой характеризовался торгово-административный центр городища, где изучали культурный слой мощностью до 130 см, включающий 15 стратиграфических слоев (объект 40). Другой объект представлял собой культурный слой жилой зоны глубиной 85 см, с менее дифференцированным профилем, без следов пожаров и развалов построек (объект 41). При хорошо выраженной стратиграфии профиля образцы отбирали послойно, при отсутствии стратиграфических различий – из каждых 10 см.

Методы исследований

Гранулометрический состав почв, содержание гумуса, кислотность и содержание солей определяли стандартными методами [1] в ЦКП ИФХиБПП РАН; здесь же проводили оценку содержания валового фосфора с помощью рентгенфлуоресцентного анализатора МАКС-GV.

ФА почвенных образцов оценивали спектрофотометрическим методом Галстяна–Арутюнян [25] по оптической плотности раствора фенолфталеина, образованного из фенолфталеинфосфата натрия под действием почвенных фосфатаз. Этот метод широко распространен, наряду с общепринятым в мировой практике нитрофенольным методом. Последний в качестве универсальных единиц измерения ФА предлагает μмоль нитрофенола/(г ч) [32]. В ряде отечественных

Таблица 2. Характеристика современных каштановых почв и солонцов степной зоны

Объект	Горизонт, глубина, см	$C_{орг}$, %	pH H_2O	$CaCO_3$, %	Сумма солей, %	Содержание фракций, %	
						<0.001 мм	<0.01 мм
Каштановые почвы							
9. Светло-каштановая несолонцеватая незасоленная почва (Cambisol)	A1, 0–15	0.66	8.2	2.89	0.10	27	48
	B, 15–33	0.68	8.1	2.48	0.04	33	60
	B2, 33–53	0.73	8.2	2.48	0.03	36	54
10. Светло-каштановая солонцеватая глубокосолончаковатая почва (Cambisol)	A1, 0–8	1.19	8.0	2.07	0.04	16	35
	B1, 8–20	1.02	8.5	2.07	0.03	24	42
	B2ca, 20–60	0.81	8.3	4.54	0.09	27	46
11. Светло-каштановая солонцеватая глубокосолончаковатая почва (Calcicol)	A1, 0–12	1.74	8.2	2.88	0.06	15	29
	B1, 12–25	1.15	8.6	3.73	0.07	29	46
	B2ca, 25–40	0.63	9.1	16.51	0.08	31	60
12. Светло-каштановая несолонцеватая почва (Calcicol)	A1, 0–16	2.61	7.1	1.30	0.05	10	29
	B1, 16–28	1.34	7.4	2.20	0.05	24	44
	B2, 28–35	0.81	8.1	16.60	0.06	25	52
13. Светло-каштановая солонцеватая глубокосолончаковатая почва (Cambisol)	A1, 0–10	1.74	7.95	1.66	0.06	12	30
	B1, 10–23	0.81	8.57	2.48	0.07	32	45
	B2ca, 23–38	0.89	8.64	2.88	0.07	43	58
14. Светло-каштановая солонцеватая почва (Calcicol)	A1, 0–15	2.49	7.3	1.2	0.05	15	35
	B1, 15–30	1.32	7.9	3.1	0.08	35	55
	B2, 30–40	1.02	8.1	18.7	0.07	23	52
15. Светло-каштановая солонцеватая глубокосолончаковатая почва (Cambisol)	A1, 0–12	2.07	8.1	1.77	0.09	14	26
	B1, 12–26	0.91	8.6	1.93	0.10	34	46
	B2, 26–40	0.66	8.8	9.51	0.06	28	45
Солонцы							
16. Солонец средний солончаковатый	A1, 0–10	2.25	7.9	7.90	0.04	9	25
	B1, 10–23	0.93	9.3	9.30	0.10	45	60
	B2, 23–33	0.43	9.5	9.50	0.31	29	58
17. Солонец средний солончаковатый	A1, 0–11	0.71	8.8	1.73	0.06	7	25
	B1, 11–25	0.93	9.4	2.41	0.25	26	52
	B2, 25–30	0.45	9.1	5.52	0.66	28	55
18. Солонец мелкий глубокосолончаковатый	A1, 0–9	1.64	7.7	1.59	0.05	11	30
	B1, 9–20	1.14	8.4	2.81	0.14	46	59
	B2, 20–35	0.97	9.2	17.07	0.19	36	58
19. Солонец средний глубокосолончаковатый	A1, 0–12	1.98	7.8	1.70	0.05	12	24
	B1, 12–29	1.34	8.1	2.90	0.07	34	50
	B2, 29–38	0.84	8.5	11.80	0.10	27	47
20. Солонец корковый солончаковатый	A1, 0–5	2.78	8.3	1.80	0.05	15	27
	B1, 5–18	1.71	9.2	4.80	0.12	45	57
	B2ca, 18–36	0.85	8.9	14.40	0.42	36	53
21. Солонец корковый солончаковатый	A1, 0–4	2.75	7.4	2.75	0.04	8	24
	B1, 4–15	1.60	8.7	1.60	0.17	25	52
	B2, 15–25	0.80	8.5	0.80	0.66	30	56
22. Солонец средний глубокосолончаковатый	A1, 0–12	1.64	7.93	1.69	0.01	14	23
	B1, 12–25	1.00	8.82	5.06	0.01	45	57
	B2ca, 25–34	0.63	9.44	16.86	0.05	35	52
23. Солонец средний солончаковатый	A1, 0–11	0.93	7.8	2.1	0.05	12	28
	B1, 11–22	0.91	9.2	3.7	0.24	36	53
	B2ca, 22–30	0.52	9.3	14.9	0.44	23	41
24. Солонец средний солончаковатый	A1, 0–11	0.90	7.5	1.50	0.08	8	22
	B1, 11–29	0.60	8.2	2.30	0.14	24	35
	BC, 29–65	0.60	8.2	2.30	0.29	23	39
25. Солонец средний глубокосолончаковатый	A1, 0–10	1.40	7.4	1.70	0.11	8	25
	B1, 10–27	0.70	7.6	1.70	0.05	24	38
	BCca, 27–40	0.70	8.4	20.30	0.09	20	41

Таблица 2. Окончание

Объект	Горизонт, глубина, см	$C_{орг}$, %	pH H_2O	$CaCO_3$, %	Сумма солей, %	Содержание фракций, %	
						<0.001 мм	<0.01 мм
26. Солонец средний незасоленный	A1, 0–11	0.81	7.9	1.70	0.10	17	31
	B1, 11–29	0.77	8.1	1.70	0.07	26	39
	BCca, 29–65	0.11	8.9	10.70	0.03	13	24
27. Солонец средний глубокосолончаковатый	A1, 0–10	2.12	7.6	0.23	–	12	24
28. Солонец средний глубокосолончаковатый	A1, 0–10	2.23	7.3	0.36	–	18	26

Таблица 3. Характеристика подкурганных степных каштановых палеопочв и палеосолонцов

Объект	Горизонт, глубина, см	$C_{орг}$, %	pH H_2O	$CaCO_3$, %	Сумма солей, %	Содержание фракций, %	
						<0.001 мм	<0.01 мм
Курганный могильник Перегрузное							
29. Лугово-каштановая почва	A1, 0–7	0.87	6.9	2.06	0.02	10	30
	$B1^1$, 7–13	0.70	6.7	1.69	0.02	32	47
	$B1^2$, 13–25	0.68	7.9	5.81	0.01	32	59
	B2ca, 25–47	0.58	8.1	18.17	–	–	–
30. Светло-каштановая солонцеватая почва (Calcicol)	A1, 0–19	0.42	7.7	1.77	0.12	19	36
	B1, 19–41	0.49	7.5	2.16	0.05	27	51
	B2ca, 41–58	0.44	7.9	17.62	0.05	34	56
31. Солонец средний	A1, 0–15	0.50	7.8	2.16	0.14	15	34
	B1, 15–42	0.53	7.7	2.16	0.01	38	54
	B2ca, 42–59	0.42	8.0	19.77	0.08	32	58
32. Солонец корковый	A1, 70–74 0–4	0.28	7.7	1.41	0.24	11	25
	B1, 74–914–21	0.64	8.4	3.52	0.32	33	50
	B2ca, 21–35	0.37	8.5	16.19	0.36	30	53
Курганные могильники Песчаный-V и Темрта-I							
33. Светло-каштановая почва (Cambisol)	A1, 0–7	0.42	8.1	2.40	0.63	16	29
	B1, 7–22	0.48	8.0	3.20	0.70	20	35
	BC1, 22–70	0.17	8.3	9.20	0.32	12	21
34. Светло-каштановая почва (Cambisol)	A1, 0–4	0.41	9.7	6.00	0.55	19	31
	B1, 4–14	0.30	9.3	2.30	0.09	22	35
	BC1, 14–35	0.31	8,5	7.90	0.12	19	31
35. Светло-каштановая солонцеватая почва (Cambisol)	A1, 0–10	0.28	8.6	1.70	0.41	12	26
	B1, 10–27	0.39	8.6	2.30	0.26	20	35
	B2ca, 27–45	0.35	8.4	8.00	1.54	21	38
36. Солонец корковый	A1, 0–5	0.25	8.3	1.90	0.84	6	22
	B1, 5–26	0.35	8.4	2.30	0.68	22	32
	BC1, 26–56	0.19	8.9	16.50	0.90	23	37
37. Солонец мелкий	A1, 0–6	0.32	9.1	2.80	0.09	18	31
	B1, 6–28	0.49	9.3	2.10	0.11	23	34
	BC1, 28–100	0.44	8.4	4.90	0.10	14	24

публикаций ФА почв измеряется по шкале Гапонюк–Малаховой в мг P_2O_5/(10 г почвы ч) [8]. В настоящей работе использовали более дробные единицы измерения – мкг P_2O_5/(г ч), оптимальные для характеристики погребенных почв с низкой биологической активностью.

Статистическую обработку полученных данных проводили стандартными методами [6, 16].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Фосфатазная активность современных почв.

В табл. 4 представлены результаты оценки ФА верхнего горизонта исследованных зональных почв и сравнение их с литературными данными. В ряду зональных почв ФА верхнего горизонта изменялась в пределах 2 порядков – от 2.8 до 287 мкг P_2O_5/(г ч). В верхнем горизонте серых лесных

Таблица 4. Сравнение фосфатазной активности верхнего горизонта зональных почв с литературными данными

Фосфатазная активность, мкг P_2O_5/(г ч)		Фосфатазная активность, авторские единицы измерения	Источник
данное исследование	литературные данные		
Серые лесные почвы			
95–287	335–500	0.67–1 мг P_2O_5/(г 2 ч)	[10]
Черноземы и черноземовидные почвы			
66–125	549	1.23 мг фенолфталеина/(г ч)	[23]
	159	3.82 мг P_2O_5/(г 24 ч)	[18]
	20–150	0.2–1.5 мг P_2O_5/10 (г ч)	[3]
	310–360	0.31–0.36 мг P_2O_5/(г ч)	[13]
Каштановые почвы			
–	340	3.4 мг P_2O_5/10 (г ч)	[2]
	192	4.2 мг P/100 (г ч)	[7]
Светло-каштановые почвы			
12–143	190	1.9 мг P_2O_5/10 (г ч)	[2]
Бурые полупустынные почвы бугров Бэра			
2.8–5.3	–	–	
Почвы сухих тропических лесов			
–	2.3–9.8	4.5–19.3 мкг нитрофенола/(г ч)	[35]
Почвы пустынь			
–	0.04	0.08 мкг нитрофенола/(г ч)	[29]

почв были зафиксированы наибольшие значения ФА, в черноземах и черноземовидных почвах они были в 1.5–2 раза меньше, чем в серых лесных, а в светло-каштановых почвах широко варьировали от 12 до 143 мкг P_2O_5/(г ч). Известно, что плодородие каштановых почв зависит от широкого спектра взаимосвязанных показателей, к которым относятся влагообеспеченность корнеобитаемого почвенного слоя, гранулометрический состав, солонцеватость и мицелярная карбонатность [22].

Минимальными значениями ФА от 2.8 до 5.3 мкг P_2O_5/(г ч) характеризовались бурые полупустынные почвы бугров Бэра.

Сравнение с литературными данными показало высокую сходимость результатов оценки ФА для серых лесных почв, черноземов и светло-каштановых почв. Бурые полупустынные почвы бугров Бэра по показателю ФА были сходны с почвами засушливых регионов [35].

Наименьшие величины ФА, зафиксированные в антропогенно-нарушенных пустынных почвах Нигерии [29], были в 2 раза ниже по сравнению с минимальной активностью этого фермента в базе данных [32]. Средняя величина ФА в почвах засушливых и полузасушливых регионов, согласно рассматриваемой базе данных, составляет 4.28 мкмоль нитрофенола/(г ч) (303.88 мкг P_2O_5/(г ч)), что согласуется с нашими данными, полученными для светло-каштановых почв.

Таблица 5. Фосфатазная активность верхнего горизонта интразональных почв

Почвы	Фосфатазная активность, мкг P_2O_5/(г ч)
Дерново-карбонатные	25–61
Горно-луговые	52–74
Аллювиальные дерновые	20
Солонцы каштановые	5.3–248

Результаты оценки ФА верхнего горизонта интразональных почв представлены в табл. 5. Величины данного показателя наиболее широко варьировали в каштановых солонцах – от 5.3 до 248 мкг P_2O_5/(г ч).

Статистическую обработку результатов оценки ФА, в связи с содержанием органического углерода в почвах и степенью их засоленности, проводили для светло-каштановых почв и солонцов (рис. 1). В верхнем горизонте каштановых почв ФА варьировала значительно слабее по сравнению с верхним горизонтом солонцов. При этом как для светло-каштановых почв, так и для солонцов отмечено близкое к равномерному распределение величин ФА в пределах выборки. В целом, для верхнего горизонта солонцов отмечено большее среднее значение ФА по сравнению с верхним горизонтом светло-каштановых почв.

Содержание органического углерода в светло-каштановых почвах и солонцах варьировало в одних и тех же пределах, при этом от 25 до 75% выборки светло-каштановых почв характеризовались значительно более узким диапазоном варьирования по сравнению с аналогичной частью выборки солонцов. Уменьшение содержания органического углерода в горизонте B1 светло-каштановых почв не приводило к снижению ФА, как это было показано для солонцов. Для светло-каштановых почв в

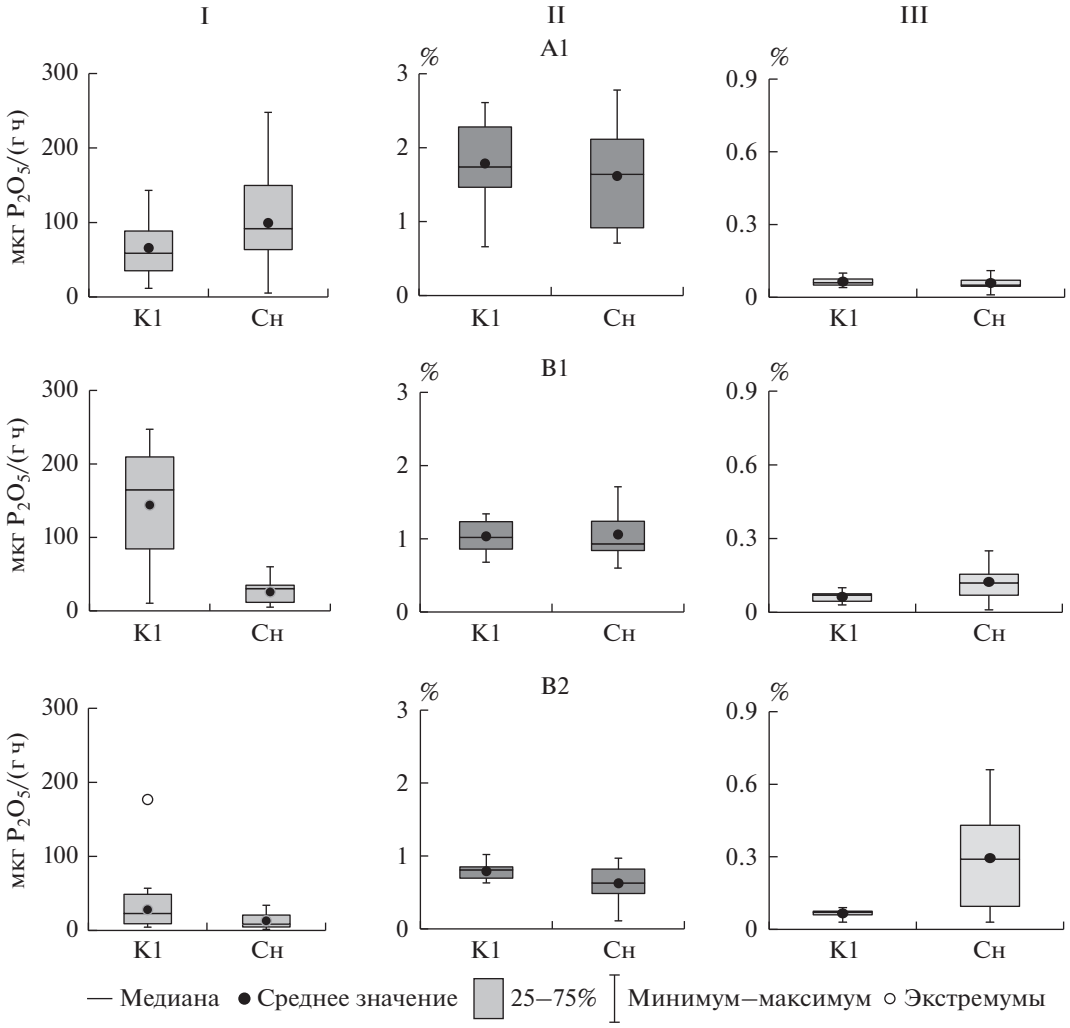


Рис. 1. Фосфатазная активность (I), содержание органического углерода (II) и степень засоленности по плотному остатку водной вытяжки (III) в отдельных горизонтах светло-каштановых почв (К1, объекты 9–15, $n = 7$) и солонцов (Сн, объекты 16–28, $n = 13$).

горизонте B1 фиксировался максимальный разброс величин данного показателя, связанный с наибольшей неоднородностью выборки, включающей почвы различной степени солонцеватости. При этом засоленность иллювиального горизонта светло-каштановых почв была невелика и варьировала значительно слабее по сравнению с аналогичным показателем в солонцах.

Дальнейшее уменьшение ФА в почвенном профиле для солонцов было выражено в большей степени, чем для светло-каштановых почв, и сопровождалось в солонцах увеличением засоленности горизонта B2.

Таким образом, изменчивость фосфатазной активности в горизонтах B1 и B2 солонцов связана, по-видимому, с уменьшением содержания органического углерода и увеличением степени засоленности. Значительное увеличение ФА в горизонте B1 светло-каштановых почв может быть связано с тем, что почвенное микробное сообщество в солонцовом горизонте испытывает недостаток фосфора при влиянии обменного Na^+ и других обменных катионов. Положительная корреляция активности щелочной фосфатазы с содержанием обменных Na^+ и Ca^{2+} показана для засоленных пастбищных почв [31].

Результаты исследования изменений ФА с глубиной в пределах горизонта A1 в солонцах средних глубокосолончаковатых(объекты 27 и 28) представлены на рис. 2. Максимальные значения ФА в обоих случаях зафиксированы в верхнем двухсантиметровом слое горизонта A1.

Фосфатазная активность палеопочв, погребенных под разновозрастными курганными насыпями

Результаты оценки ФА палеопочв погребенного почвенного комплекса I в. н.э. (сухостепная зона, Волгоградская область, курганный могиль-

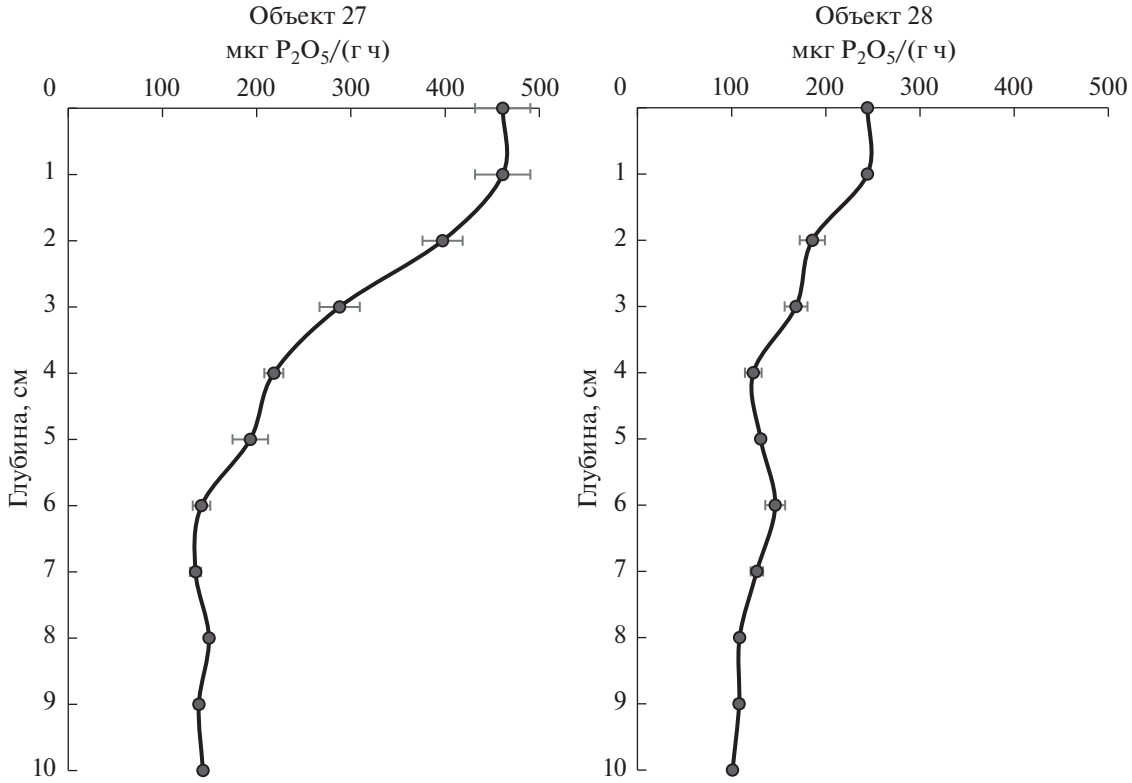


Рис. 2. Изменения фосфатазной активности с глубиной в пределах горизонта А1 солонцов каштановых средних.

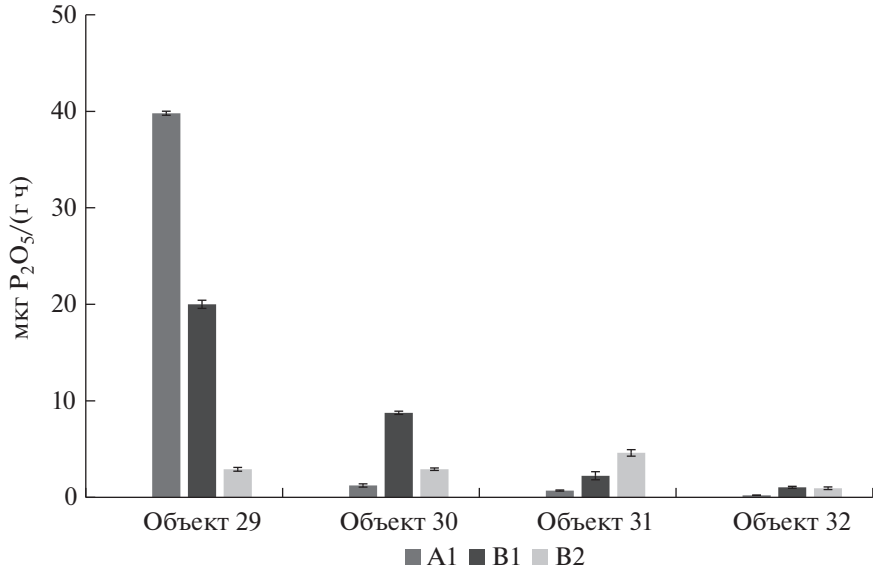


Рис. 3. Фосфатазная активность в подкурганных почвах погребенного комплекса I в. н.э. Объект 29 – лугово-каштановая почва, объект 30 – светло-каштановая солонцеватая почва, объект 31 – солонец средний, объект 32 – солонец корковый.

ник Перегрузное) представлены на рис. 3 (объекты 29–32). Максимальными величинами данного показателя характеризовалась лугово-каштановая погребенная почва. Здесь величины ФА уменьшались в профиле от 40 до 3 мкг P_2O_5/(г ч) и составляли в верхнем горизонте около 70% от уровня зональных современных почв. В более глубоких горизонтах этот показатель снижался до 10–17% от современного уровня. В светло-каштановой почве, солонце среднем и солонце корковом, погребенных в составе рассматриваемого комплекса, ФА в горизонте А1 была на 1–2 по-

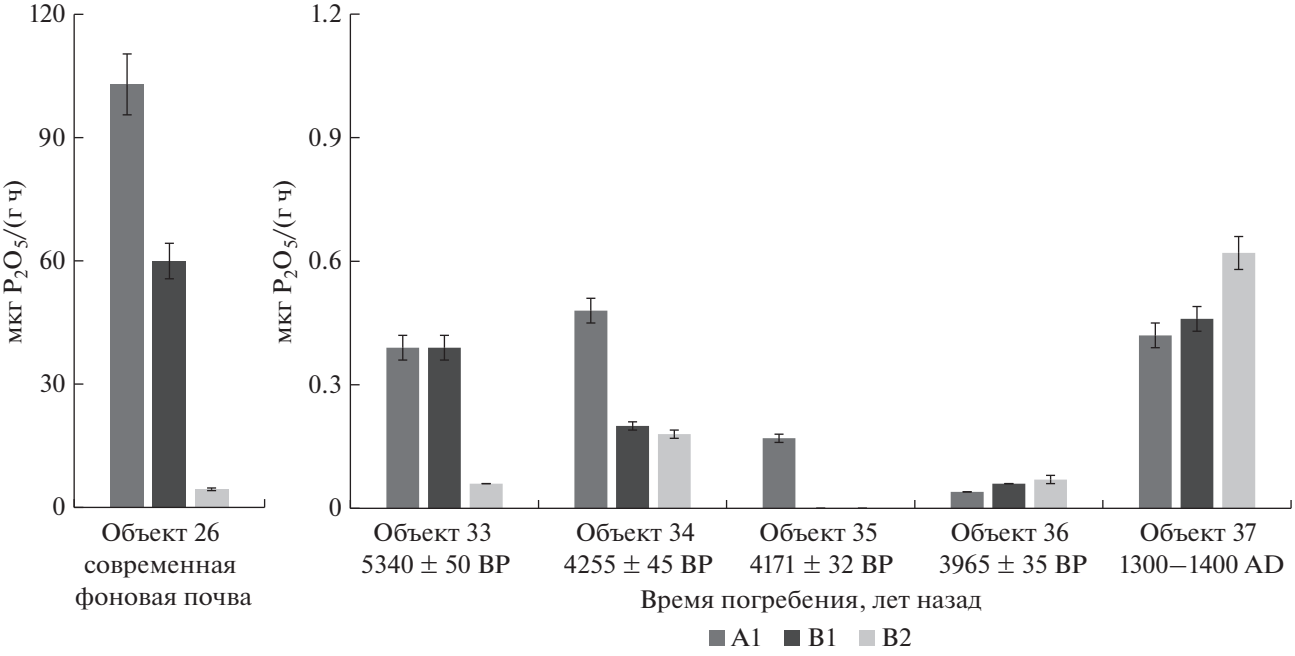


Рис. 4. Фосфатазная активность в современном каштановом солонце (объект 26) и в разновозрастных каштановых почвах и солонцах, погребенных под курганами эпох энеолита (объект 33), бронзы (объекты 34–36) и средневековья (объект 37) в пустынно-степной зоне (Ростовская область, курганные могильники Песчаный-V и Темрта-I).

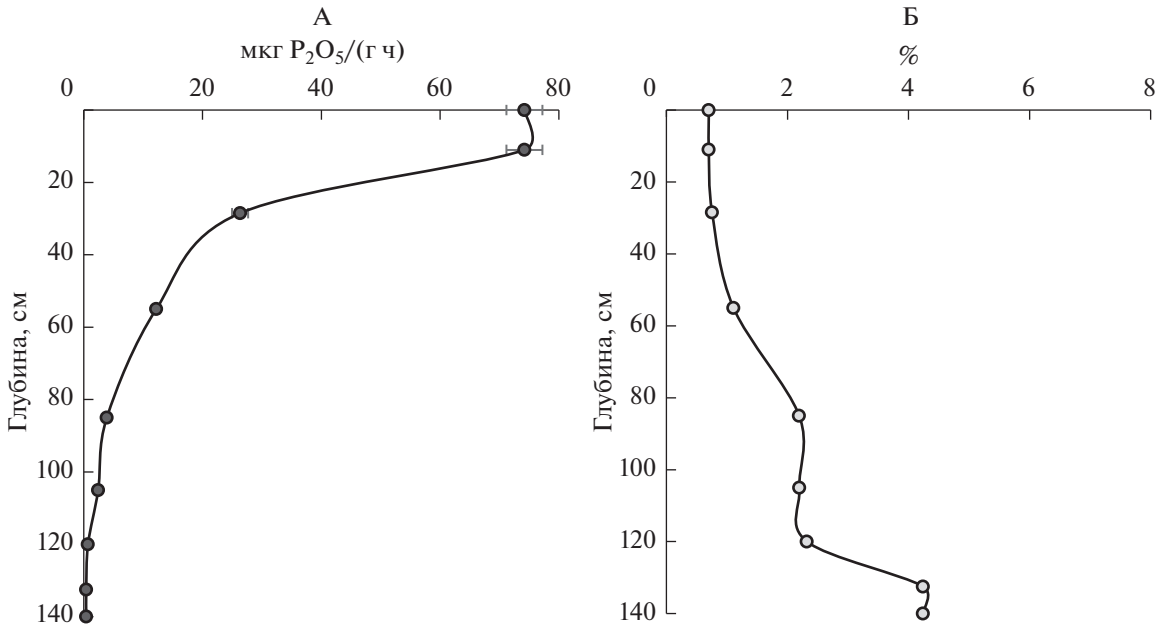


Рис. 5. Фосфатазная активность (А) и содержание валового фосфора (Б) в культурном слое энеолитического укрепления Мешоко (объект 38).

рядка, а в горизонте B1 в 2–20 раз ниже по сравнению с аналогичными горизонтами лугово-каштановой почвы. В горизонтах B2 значения ФА были близки для всех палеопочв, за исключением коркового солонца, где были отмечены наименьшие ее величины. В верхнем горизонте коркового солонца ФА практически не выявлялась. По-видимому, лугово-каштановая почва характеризовалась как высокой степенью сохранности фермента, так и достаточно высоким исходным уровнем ФА по сравнению с остальными почвами комплекса. Высокие величины ФА в лугово-каштановой почве могут быть связаны с большим содержанием органического углерода в профиле, от

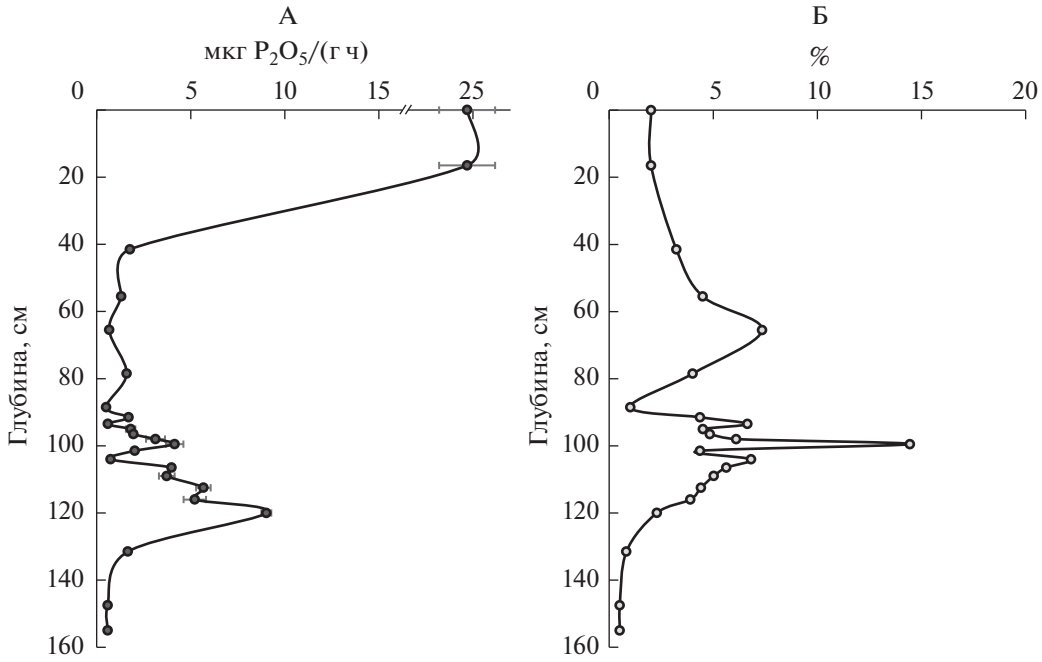


Рис. 6. Фосфатазная активность (А) и содержание валового фосфора (Б) в культурных слоях городища Учкакар, IX–XIII вв. (1100–700 л.н.), Удмуртская Республика (объект 39).

до 0.58% в горизонте B2 до 0.87% в верхнем горизонте (табл. 2).

Результаты определения ФА в разновозрастных палеопочвах курганных могильников "Песчаный" и "Темрта" представлены на рис. 4. В современном фоновом солонце (объект 26), ФА в горизонтах A1 и B1 соответственно составляла 103 и 60 мкг P_2O_5/(г ч); в горизонте B2 величина данного показателя уменьшалась в 15–20 раз. В палеопочвах отмечен низкий уровень сохранности ФА: от 0.03 до 0.5% от современного уровня в верхних горизонтах, и около 1.5% в горизонте B2.

Наиболее древние почвы хроноряда, датированные 5340 ± 50 BP (объект 29) и 4255 ± 45 BP (объект 30), характеризовались более высоким уровнем ФА по сравнению с палеопочвами, датированными 4171 ± 32 BP (объект 31) и 3965 ± 35 BP (объект 32). Время погребения палеопочв с наименьшими показателями ФА относится к наиболее засушливым периодам эпохи бронзы [5, 27, 33]. В профиле солонца эпохи средневековья (объект 33), погребение которого относится к гумидному периоду [4], уровень ФА заметно увеличивался по сравнению с предшествующими палеопочвами хроноряда.

Таким образом, на уровне тенденции, можно отметить увеличение ФА в палеопочвах гумидных эпох по сравнению с палеопочвами, время погребения которых относится к периодам климатической аридизации.

Фосфатазная активность культурных слоев разновозрастных археологических памятников

В культурном слое наиболее древнего из всех исследованных нами памятников – энеолитического укрепления Мешоко (V тыс. до н.э., Республика Адыгея) – профильное изменение ФА носило убывающий характер (рис. 5, объект 38). Низкая фосфатазная активность в культурном слое, вероятно, объясняется весьма древним возрастом памятника.

На территории средневекового городища Учкакар (XI–XIII вв., Удмуртская Республика) в пахотном горизонте современной почвы, сформировавшейся на материале культурного слоя памятника, ФА составляла 24.7 мкг P_2O_5/(г ч) (рис. 6, объект 39). В нижележащих слоях антропогенных напластований, которые не были проработаны почвообразованием, величины данного показателя резко уменьшались, однако сохраняли стратиграфические различия. Уменьшение ФА в отдельных пластах культурного слоя так же, как в случае с поселением Мешоко, происходило на фоне повышенного содержания валового фосфора. Следует иметь в виду, что источником накопления фосфатов в культурном слое древних поселений, зачастую, является зола из печей и зола с углями от пожаров. Не исключено, что многочисленные пожары, сохранившиеся в виде ряда углистых и золистых прослоек, также могли повлиять на биологическую активность культурного слоя данного городища. Заметное увеличение ФА отмечено на глубине 117–123 см в слое, представ-

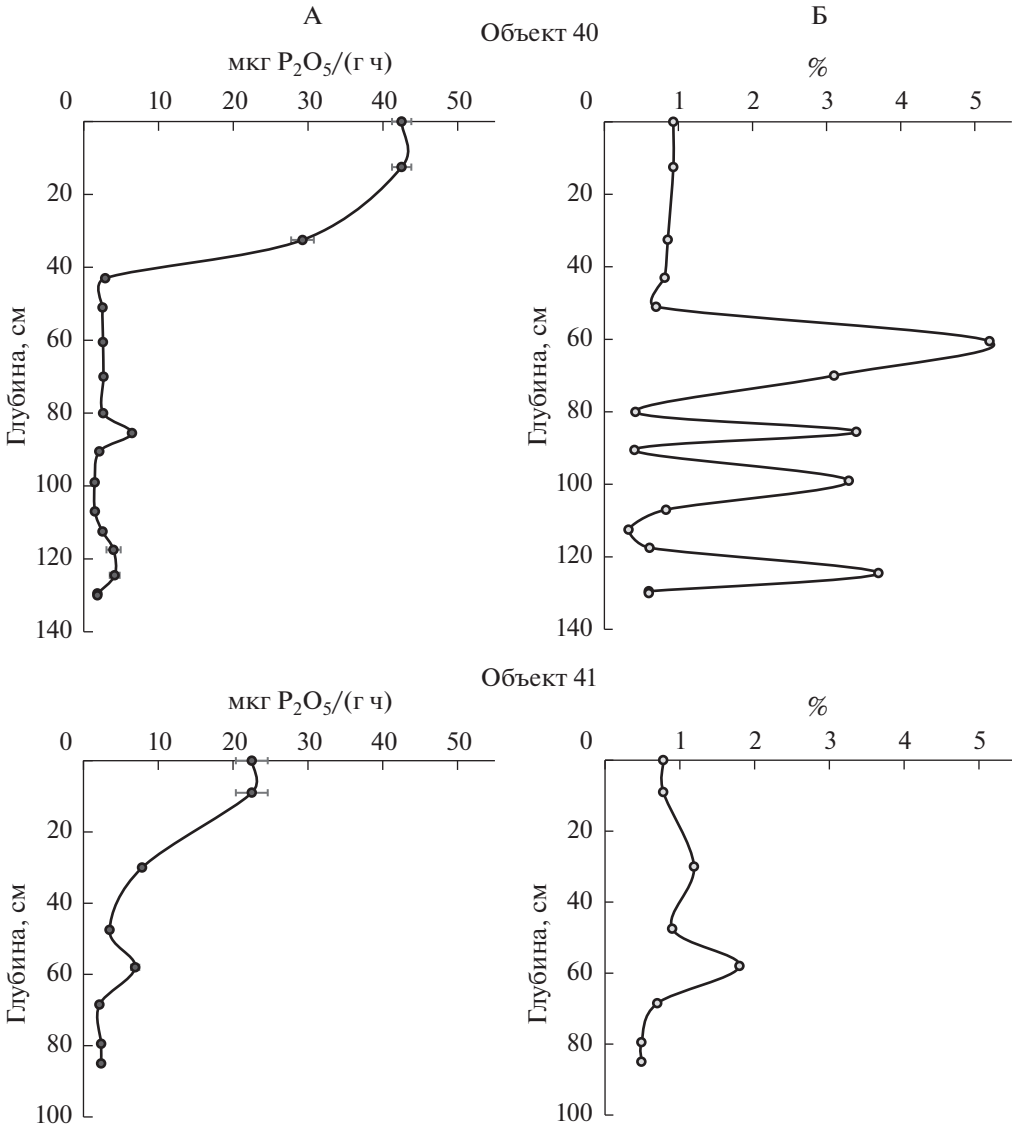


Рис. 7. Фосфатазная активность (А) и содержание валового фосфора (Б) в культурных слоях торгово-административного центра (объект 40) и жилой зоны (объект 41) Болгарского городища (1100–700 л.н.), Республика Татарстан.

ленном мощной толщей древесной коры и щепы, а также в прослойке с костяными опилками – следами косторезного художественного промысла – на глубине 99–100 см. Увеличение ФА в культурном слое может свидетельствовать о том, что его формирование сопровождалось поступлением преимущественно органических форм фосфора.

В культурном слое другого средневекового памятника (городище Болгар IX–XV вв., Республика Татарстан) профильные изменения ФА различались в зависимости от характера использования территории. Так, в районе торгово-административного центра городища отмечено 4 пика содержания фосфора: два из них приходились на слои золы и углей, а другие два, синхронные с пиками фосфатазной активности, были приурочены к слоям, где выявлялись следы минерализованных субстратов органической природы (рис. 7, объект 40). Возможно, на этих этапах формирования культурного слоя в почве накапливались преимущественно органические фосфорсодержащие материалы, как и в культурном слое жилой зоны поселения (объект 41).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ряду зональных почв ФА верхнего горизонта изменялась в пределах двух порядков – от 2.8 до 287 мкг P_2O_5/(г ч). Максимальные значения ФА были зафиксированы в верхнем горизонте серых лесных почв; минимальные – в бурых полупустынных почвах бугров Бэра.

В солонцах по сравнению со светло-каштановыми почвами было отмечено более широкое варьирование ФА в верхнем горизонте; при этом средняя величина ФА в горизонте А1 в солонцах была в 1.5 раза выше, чем в светло-каштановых почвах. В горизонтах В1 и В2 в солонцах показано снижение ФА, в то время как в светло-каштановых почвах наблюдается обратная тенденция ее увеличения в иллювиальной части профиля.

При оценке ФА в образцах верхнего горизонта солонцов были выявлены максимальные значения данного показателя в поверхностном почвенном слое мощностью 2 см.

В погребенном под курганом I в. н.э. почвенном комплексе с участием светло-каштановой почвы, двух солонцов и лугово-каштановой почвы, в последней были отмечены наиболее высокие значения ФА. Здесь этот показатель достигал 70% от уровня современной фоновой почвы. В светло-каштановой почве и солонцах погребенного комплекса ФА была на 1–2 порядка ниже в горизонте А1 и в 2–20 раз ниже в горизонте В1 по сравнению с аналогичными горизонтами лугово-каштановой почвы.

В разновозрастных подкурганных палеопочвах на уровне тенденции отмечено некоторое увеличение ФА в почвах гумидных эпох по сравнению с периодами аридизации.

Исследование ФА культурных слоев древних поселений показало значительную неоднородность показателя и отсутствие явных закономерностей его варьирования. В ряде случаев отмечалось существенное увеличение ФА, синхронное с возрастанием содержания фосфатов, и связанное, как мы полагаем, с поступлением органических форм фосфора в культурный слой.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания № 0191-2019-0046 “Развитие почв в условиях меняющегося климата и антропогенных воздействий”. Исследование культурных слоев проводилось в рамках гранта РФФИ 17-29-04257.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 490 с.
2. *Ахмедова З.Н., Рамазанова Н.И., Гасанов Г.Н.* Фосфатазная и уреазная активность почв горных и равнинных ландшафтов Дагестана // Вестник Дагестанского научного центра. 2014. № 52. С. 36–39.
3. *Девятова Т.А., Румянцева И.В., Антонюк А.Н.* Влияние лесных полос на активность гидролитических ферментов в черноземе обыкновенном Каменной Степи // Вестник ВГУ. Сер.: Химия. Биология. Фармация. 2013. № 1. С. 115–119.
4. *Демкин В.А., Якимов А.С., Алексеев А.О., Каширская Н.Н., Ельцов М.В.* Палеопочвы и природные условия степей Нижнего Поволжья в золотоордынское время // Почвоведение. 2006. № 2. С. 133–144. https://doi.org/10.1134/S1064229306020013
5. *Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А., Хомутова Т.Э., Кузнецова Т.В., Ельцов М.В., Удальцов С.Н.* Палеоэкологический кризис в степях нижнего Поволжья в эпоху средней бронзы (рубеж III–II тыс. до н.э.) // Почвоведение. 2017. № 7. С. 799–813. https://doi.org/10.1134/S1064229317070018
6. *Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 320 с.
7. *Елешев Р.Е., Бакенова Ж.Б.* Изменение биологической активности каштановой почвы при длительном применении удобрений в плодосеменном севообороте с масличными культурами // Почвоведение. 2012. № 11. С. 1226–1230. https://doi.org/10.1134/S106422931211004X
8. *Звягинцев О.Г.* Биологическая активность почв и шкала для оценки некоторых ее показателей // Почвоведение. 1978. № 6. С. 48–54.
9. *Звягинцев Д.Г., Бабьева И.П., Зенова Г.М.* Биология почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 445 с.
10. *Зинченко М.К., Зинченко С.И.* Ферментативный потенциал агроландшафтов серой лесной почвы Владимирского Ополья // Успехи современного естествознания. № 1. 2015. С. 1319–1323.
11. *Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Удальцов С.Н., Чернышева Е.В., Борисов А.В.* Механизмы и временной фактор ферментативной организации палеопочв // Биофизика. 2017. Т. 62. № 6. С. 1022–1029. https://doi.org/10.1134/S0006350917060094
12. *Каширская Н.Н., Чернышева Е.В., Плеханова Л.Н., Борисов А.В.* “Биологический” и минеральный фосфор в культурном слое // Палеопочвы, палеоэкология, палеоэкономика. Пущино, 2017. С. 94–98.
13. *Колесников С.И., Казеев К.Ш., Акименко Ю.В., Одабашян М.Ю., Николаева К.Н.* Экологическая оценка воздействия антибиотика тилозина на биологические свойства чернозема обыкновенного // Наука. Инновации. Технологии. 2015. № 1. С. 186–202.
14. *Кононова М.М.* Органическое вещество почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 315 с.
15. *Купревич В.Ф., Щербакова Т.А.* Почвенная энзимология. Минск, 1966. 395 с.
16. *Куприенко Н.В.* Методы анализа распределений. Выборочное наблюдение. СПб: Изд-во Политехнического ун-та, 2009. 138 с.
17. *Мухаметзянова А.Д., Ахметова А.И., Шарипова М.Р.* Микроорганизмы как продуценты фитаз // Микробиология. 2012. Т. 81. № 3. С. 267–275. https://doi.org/10.1134/S0026261712030095
18. *Пилецкая О.А., Прокопчук В.Ф.* Фосфатный режим и фосфатазная активность черноземовидной почвы // Вестник КрасГАУ. 2014. № 8. С. 47–50.
19. *Плеханова Л.Н., Ткачев В.В.* Физико-химические свойства почв многослойного поселения эпохи бронзы в окрестностях г. Гай // Поволжская археология. 2013. Т. 6. № 4. С. 225–234. https://doi.org/10.24852/pa2013.4.6
20. *Пшеничная С.И.* Фосфатный режим и фосфатазная активность почвы // Вопросы растениеводства. Киев, 1964. Т. 8. С. 210–219.

21. *Рогова О.Б., Колобова Н.А., Иванов А.Л.* Сорбционная способность серой лесной почвы в отношении фосфора в зависимости от системы удобрения // Почвоведение. 2018. № 5. С. 573–579. https://doi.org/10.7868/S0032180X18050064
22. *Рухович Д.И., Панкова Е.И., Калинина Н.В., Черноусенко Г.И.* Количественный расчет параметров выделения зон и фаций ареалов распространения каштановых почв России на основе климато-почвенно-гранулометрического показателя // Почвоведение. 2019. № 3. С. 304–316. https://doi.org/10.1134/S0032180X1901012X
23. *Турусов В.И., Гармашов В.М., Дьячкова Т.И.* Ферментативная активность чернозема обыкновенного в различных севооборотах при разных способах обработки почвы // Агрохимия. 2012. № 9. С. 21–25.
24. *Хазиев Ф.Х.* Ферментативная активность почв. М.: Наука, 1982. 203 с.
25. *Хазиев Ф.Х.* Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 2005. 252 с.
26. *Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Каширская Н.Н., Демкин В.А.* Фосфатазная активность современных и погребенных каштановых почв Волго-Донского Междуречья // Почвоведение. 2012. № 4. С. 478–483. https://doi.org/10.1134/S1064229312040060
27. *Borisov A., Shishlina N.* Climate changes and soil evolution in desert steppe zone of Russian Plain during the Bronze Age // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management SGEM. SGEM 2017. Conference Proceedings. V. 17. № 32. P. 77–84. https://doi.org/10.15688/jvolsu4.2018.3.5
28. *Chernysheva E.V., Khomutova T.E., Borisov A.V., Korobov D.S.* Urease activity in cultural layers at archaeological sites // J. Archaeological Sci. 2015. V. 57. P. 24–31. https://doi.org/10.1016/j.jas.2015.01.022
29. *Emurotu M.O., Anyanwu C.U.* Effect of atrazine and butachlor on some soil enzymes activities at different concentrations // European J. Experimental Biology. 2016. V. 2. № 6. P. 9–15.
30. *Holliday V., Gartner W.* Methods of soil P analysis in archeology // J. Archaeological Sci. 2007. V. 34/2. P. 301–333. https://doi.org/10.1016/j.jas.2006.05.004
31. *Lemanowicz J., Bartkowiak A.* Changes in the activity of phosphatase and the content of phosphorus in salt-affected soils grassland habitat natura 2000 // Polish J. Soil Science. 2016. V. XLIX/2. P. 149–165. https://doi.org/10.17951/pjss/2016.49.2.149
32. *Margalef O., Sardans J., Fernández-Martínez M., Molowny-Horas R., Janssens I.A., Ciais P., Goll D., Richter A., Obersteiner M., Asensio D., Peñuelas J.* Global patterns of phosphatase activity in natural soils // Scientific Reports. 2017. V. 7. P. 1337. https://doi.org/10.1038/s41598-017-01418-8
33. *Khomutova T., Kashirskaya N., Demkina T., Kuznetsova T., Fornasier F., Shishlina N., Borisov A.* Precipitation pattern during warm and cold periods in the Bronze Age (around 4.5–3.8 ka BP) in the desert steppes of Russia: Soil-microbiological approach for palaeoenvironmental reconstruction // Quarter. Int. 2019. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.013
34. *Nannipieri P., Giagnoni L., Landi L., Renella G.* Role of phosphatase enzymes in soil // Phosphorus in action. Soil Biology. 2011. V. 26. P. 215–243. https://doi.org/10.1007/978-3-642-15271-9_9
35. *Oliveira Silva A.E., De Medeiros E.V., Dos Santos Borges Inácio E., Salcedo I.H., De Amorim L.B.* Soil enzymatic activities in areas with stages and management of forest regeneration from caatinga // Rev. Caatinga, Mossoró. 2018. V. 31/2. P. 405–414.
36. *Skujins J.J.* Extracellular enzymes in soil // Crit. Rev. Microbiol. 1976. V. 4/4. P. 383–421.
37. *Speir T.W., Ross D.J.* Soil phosphatase and sulphatase // Soil enzymes. Ed. *Burns R.G.* Academic: London, 1978. P. 197–250.
38. *Utobo E.B., Tewari L.* Soil enzymes as bioindicators of soil ecosystem status // Appl. Ecol. Environ. Res. 2015. V. 13/1. 147–169. https://doi.org/10.15666/aeer/1301_147169

Chronogeographical Features of Phosphatase Activity in Natural and Human-Transformed Soils

N. N. Kashirskaya[1, *], L. N. Plekhanova[1], E. V. Chernisheva[1], M. V. Eltsov[1], S. N. Udaltsov[1], and A. V. Borisov[1]

[1]Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia
**e-mail: nkashirskaya81@gmail.com*

Data on phosphatase activity (FA) in soils of different natural zones, intrazonal soils, different-time buried soils and cultural layers of archaeological monuments were summarized. FA variability in soil complexes was analyzed. The maximum values of FA were detected in the upper horizon of Eutric Retisols, and its minimum values – in Haplic Calcisols of the Baer hills. In Solonetzes, a wider variation of FA in the A1 horizon was recorded as compared to Cambisols and Calcicols. Mean value of FA in the upper horizon of Solonetz was 1.5 times higher than in the upper horizons of Cambisols and Calcicols. The maximum values of FA in the profile of Solonetz were recorded in the upper 2-cm layer. Compared to A1 horizon, an increase of FA content in the B1 horizon of Cambisols and Calcicols and its decrease in the B1 horizon of Solonetz were shown. In sub-kurgan paleosols of different time of burial, an increased level of FA was noted for paleosols buried in the humid epochs than in those buried in arid epochs. Cultural layers of ancient settlements are characterized by maximum variability of FA values. In some cases, if the cultural layers were characterized by low organic matter content, the values of FA correlated with the content of phosphates. In the cultural layers with ash and charcoals, the low values of FA were recorded at high phosphate content.

Keywords: enzymatic activity, phosphatase, buried soils, cultural layers, archaeological monuments

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 102–109

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.45

ВОЗМОЖНОСТЬ СНИЖЕНИЯ АЛЛЕЛОТОКСИЧНОСТИ ПОЧВ ДЛЯ ЗЕРНОВЫХ КУЛЬТУР

© 2020 г. Г. Н. Федотов[a], *, И. В. Горепекин[a], Л. В. Лысак[a]

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

**e-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com*

Поступила в редакцию 08.02.2019 г.
После доработки 04.06.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

Приведены результаты опытов по возможному снижению уровня аллелотоксичности почв для зерновых культур. Установлено, что при автоклавировании почв удается заметно снизить их аллелотоксичность, а пропускание слабого электрического тока через почву, промораживание и известкование почв практически не снижают их аллелотоксичности. Добавление в почвы навозов, молочной сыворотки и их смесей приводит к заметному уменьшению аллелотоксичности почв, которое проявляется наиболее сильно через 2 недели после внесения препаратов. Полученные результаты позволяют предположить существование двух механизмов снижения аллелотоксичности почв, основанных на увеличении численности и активности в почвах микроорганизмов, способных использовать аллелотоксины для своего питания в качестве источников углерода, и основанных на закреплении аллелотоксинов в гумусовой матрице почвенных гелей и переводе их в недоступное для растений состояние.

Ключевые слова: аллелотоксичность почв, ингибирование развития семян, автоклавирование почв, промораживание

DOI: 10.31857/S0032180X20010074

ВВЕДЕНИЕ

Существование аллелопатического почвоутомления (аллелотоксичности почв) и его негативное влияние на развитие растений известно [1, 6, 26, 29]. Оно обусловлено накоплением в почве аллелотоксинов [3, 5, 17, 23, 26, 29] из-за ее высокой сорбционной способности. Существуют различные пути поступления в почву этих токсинов. Они выделяются растениями для борьбы с конкурентами, а также в качестве сигнальных веществ для предупреждения об экологической опасности или для торможения своих биохимических процессов, чтобы возникшие негативные экологические факторы нанесли растениям минимальный урон [1, 8, 12, 16]. В результате действие любых негативных факторов в процессе вегетации приводит к усилению выработки растениями аллелотоксинов, выделению их и повышению аллелотоксичности почв [18, 19, 29]. Токсичные вещества вырабатываются микроорганизмами при борьбе с конкурентами за ресурсы, в качестве побочных продуктов метаболизма или фитопатогенами для ослабления иммунитета растений [1, 2, 5–7, 10, 15, 16, 23]. Кроме того, аллелотоксины выделяются из растительных остатков при их разложении в почвах [1, 15, 17].

Однако очень трудно доказать, что накопление в почвах аллелотоксинов является непосредственной причиной почвоутомления [1]. Связано это с тем, что негативное влияние аллелотоксинов на растения происходит очень постепенно, и на начальном этапе его трудно заметить. Ослабленные растения теряют стойкость к холоду или засухе, в них резко снижается иммунитет к фитопатогенам и вредителям, а также уменьшается конкурентоспособность по отношению к сорнякам. В этих условиях болезни, вредители, сорняки начинают активно развиваться. Они хорошо заметны, поэтому именно их принимают за истинную причину почвоутомления, тогда как они являются лишь реакцией экосистемы на наличие почвенной аллелотоксичности. Подавление болезней и вредителей, борьба с сорняками часто не дают результата, так как причина – наличие в почве аллелотоксинов – сохраняется [1].

Предпринимали попытки использовать различные методы для снижения аллелотоксичности почв [1, 5, 22]. В частности, промывали почвы водой [5] и органическими растворителями [23], промораживали [6], прогревали [1, 5], автоклавировали [5, 23] и известковали [5], но получали противоречивые результаты – одни и те же действия не всегда приводили к снижению аллело-

токсичности почв. В ряде работ отмечали [1, 16, 18, 19, 22, 24, 27] влияние почвенных микроорганизмов на снижение аллелотоксичности почв за счет использования ими аллелотоксинов в качестве источников углерода [24].

Наличие у почв аллелотоксичности является одним из главных факторов, во многих случаях ограничивающих выращивание сельскохозяйственных растений и сбор высоких урожаев. В этой связи проблема уменьшения аллелотоксичности почв является чрезвычайно важной для сельского хозяйства. Однако уделяют ей мало внимания. Аллелотоксичность почв не контролируют, полагая, что применение севооборотов гарантирует ее снижение меньше критического уровня.

Цель работы – проверка существования способов уменьшения аллелотоксичности почв и изучение природы ее снижения для почв Восточно-Европейской равнины. Для этого решили изучить решения, которые по литературным данным в некоторых случаях давали положительные результаты: автоклавирование, промораживание и известкование почв. Кроме того, была предпринята попытка использовать приемы, основанные на активации деятельности почвенных микроорганизмов электрическим током [4, 20] или внесением в почвы препаратов, содержащих большие количества микроорганизмов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на семенах яровой пшеницы (*Triticum*) сортов Лиза и Злата (оригинальные), озимой пшеницы (*Triticum*) сорт Безенчукская 380 (первая репродукция), озимого тритикале (*Triticosecale*) сорт Немчиновский 56 (оригинальные), ярового ячменя (*Hordeum*) сортов Нур и Раушан (оригинальные) и озимой ржи (*Secale cereale*) сорт Татьяна (оригинальные). Всхожесть семян озимой пшеницы Безенчукская 380 была 90%, остальных семян – выше 95%.

В работе использовали образцы [14] дерново-подзолистой почвы (pH_{H_2O} 6.3) из окрестностей поймы р. Яхрома влажностью 18.1% (после зерновых), серой лесной почвы (pH_{H_2O} 6.5) из Тульской области (Щекинский район) влажностью 21.6% (после зерновых), каштановой почвы (pH_{H_2O} 8.2) из Волгоградской области (Иловлинский район) влажностью 19.3% (залежь), а также чернозема типичного (pH_{H_2O} 7.5) из Липецкой области (Данковский район) влажностью 33.1% (после картофеля) и сухой отмытый речной песок с размером частиц 0.5–0.8 мм.

Изучали влияние различных воздействий на изменение длины проростков [9] 7.5 г семян (~200 шт.) при их прорастании в различных почвах. Длину проростков определяли, используя экспресс-метод, основанный на существовании линейной зависимости между насыпным объемом проросших семян в воде и длиной их проростков [14]. Проросшие в образцах почв семена отмывали от субстрата и помещали порциями в мерный цилиндр на 100 мл с водой, размещенный на вибростоле, колеблющемся с частотой 50 Гц. После помещения каждой порции проросших семян в цилиндр, которые создавали ажурную пористую структуру, на них на 15–20 с помещали небольшой грузик массой 8 г в виде резиновой пробки, что приводило к уплотнению структуры. После помещения всех проросших семян в цилиндр на них ставили грузик и проводили дополнительное уплотнение структуры легкими постукиваниями (30–40) цилиндра с семенами о стол. Все перечисленные операции позволяли создать однородную структуру, а нижняя граница груза позволяла определять насыпной объем с точностью до 0.5 мл.

При проведении экспериментов по проращиванию семян на дно чашки диаметром 95 мм помещали 30 г почвы, затем ровным слоем размещали 7.5 г семян, а сверху – 30 г почвы. После этого в чашку равномерно добавляли из мерной пипетки воду в количестве, обеспечивающем оптимальные водно-воздушные условия прорастания семян [14].

Для субстратов оптимальное количество воды составило: песок – 15 г, дерново-подзолистая почва – 9 г, серая лесная почва – 13.5 г, чернозем – 13.5 г, каштановая почва – 15 г [14].

Использовали шестикратную повторность с последующей статистической обработкой результатов. В связи с использованием в одном опыте 1000–1200 семян удавалось минимизировать ошибку, связанную с их разнокачественностью [11]. В результате ошибка определения суммарной длины проростков не превышала 7% при 95%-ной доверительной вероятности.

Для получения количественной информации по влиянию изучаемых почв на прорастание семян и развитие их проростков конкретных культур и сортов необходимо проводить сравнение со стандартными образцами. В связи с тем, что изучали прорастание семян и развитие их проростков в течение двух суток, когда процесс развития идет за счет накопленных питательных веществ, и поступление элементов питания из почв не оказывает значимого влияния на прорастание семян и развитие их проростков в качестве образца сравнения был выбран промытый речной песок. Аллелотоксичность почв (ингибирование развития семян почвами) оценивали, сравнивая суммарную длину проростков 7.5 г семян, выросших в почвах, с суммарной длиной проростков семян, выросших в песке, и выражали в процентах.

Влажность субстратов оказывает большое влияние на прорастание в них семян и развитие проростков, поэтому возник естественный вопрос: при какой влажности почв и песка проводить сравнение? Очевидно, что при недостаточной влажности прорастание семян и развитие проростков будут замедляться из-за недостатка воды или при избыточной влажности из-за недостатка кислорода. Прорастание семян и развитие проростков в оптимальных водно-воздушных условиях позволяет исключить влияние этих факторов (недостатка воды и кислорода) как негативных, что дает возможность количественно определять ингибирование прорастания семян и развития проростков токсинами, содержащимися в почвах.

Навеску воды для песка и почв подбирали [14] по максимальному количеству углекислоты, выделяемому системой за двое суток (на вторые сутки начинается развитие проростков). Концентрацию углекислоты измеряли при помощи прибора Testo 535, который позволяет определять концентрацию CO_2 в газовой смеси при содержании 0–9999 ppm.

Для обработки почв промораживанием образцы почв помещали в морозильную камеру при –22°C на 8 сут. Оттаивание почв проводили при комнатной температуре.

Автоклавирование образцов почв проводили в стеклянных колбах с ватными пробками в течение 20 мин при температуре 132°C и давлении 2 атм.

Карбонат кальция в виде порошка вносили в почвенный образец из расчета 1.5 г/кг почвы, тщательно перемешивали и оставляли на месяц.

Для пропускания электрического тока 500 г почвы помещали в пластиковые трубки с внутренним диаметром 46 мм и уплотняли постукиванием. Затем вставляли графитовые электроды и пропускали в течение 7 суток, используя электрическую батарею, постоянный электрический ток величиной до 350 мкА. Величину тока измеряли при помощи встроенного в электрическую цепь мультиметра Mastech MY-60. Регулировку тока проводили при помощи потенциометра.

Конский навоз вносили в почву в виде водной суспензии при соотношении компонентов 800 : : 100 : 24 – почва : вода : навоз соответственно.

Свежий навоз крупного рогатого скота (**КРС**) вносили в почву в виде водной суспензии при соотношении компонентов 800 : 80 : 24 – почва : вода : навоз соответственно.

Молочную сыворотку (80 г) вносили в 800 г почв.

Молочную сыворотку с навозом КРС вносили в почву в виде тщательно перемешанной суспензии при соотношении компонентов 800 : 80 : 24 – почва : сыворотка : навоз КРС соответственно.

Для изучения влияния количества вносимых добавок на детоксикацию почв вносили уменьшенные количества суспензии навоза КРС с молочной сывороткой.

После внесения добавок тщательно перемешивали почвенные образцы и оставляли на необходимое время. Перед измерением почву с внесенными добавками подсушивали на воздухе до исходной влажности.

Для снижения количества живых микроорганизмов суспензию молочной сыворотки с навозом обрабатывали 5 мин ультразвуком на УЗ-диспергаторе МЭФ 91.1 (ООО “МЭЛФИЗ – ультразвук”). Амплитуда колебаний – 55 мкм. Интенсивность ультразвукового воздействия – 250 Вт/см^2. Рабочая частота – 22 кГц.

Проверку влияния УЗ-обработки на микроорганизмы проводили путем подсчета общей численности бактерий в образцах с помощью метода прямой люминесцентной микроскопии – окраска препаратов акридином оранжевым. Численность и состав культивируемых бактерий (сапротрофный бактериальный комплекс) определяли методом посева проб на глюкозо-пептонно-дрожжевую среду.

Вытяжки из почв получали, добавляя 200 г воды к 400 г почвы естественной влажности и периодически перемешивая. Через 4–5 ч отделяли вытяжку, центрифугируя полученную пасту 10 мин при 4000 об./мин на центрифуге Eppendorf 5804. При приготовлении вытяжек из высушенных почв к ним добавляли дополнительное количество воды, которое содержалось в почвах естественной влажности по сравнению с высушенными почвами. Полученные вытяжки добавляли при посеве семян в песок вместо воды в количестве (15 г/чашку), обеспечивающем оптимальные водно-воздушные условия для прорастания семян и развития их проростков.

Все эксперименты проводили в шестикратной повторности с последующей статистической обработкой данных. Полученные результаты выражали в процентах ингибирования (стимуляции) прорастания семян и развития их проростков почвами по сравнению с песком или при необходимости при сравнении с обработанными образцами почв по сравнению с необработанными (контрольными) образцами почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изучено влияние промораживания, автоклавирования и известкования почв на снижение их аллелотоксичности (табл. 1). Из представленных данных следует, что автоклавирование почвенных образцов приводит к заметному снижению аллелотоксичности почв. Так, ингибирование прорастания семян и развитие их проростков озимого тритикале сорт Немчиновский 56 снижа-

Таблица 1. Влияние автоклавирования, промораживания и известкования почв на ингибирование прорастания семян и развитие их проростков различных культур

Культура, сорт	Почва	Вид воздействия на почву	Ингибирование аллелотоксинами почв, %*	Увеличение суммарной длины проростков после обработки, %
Яровая пшеница сорт Лиза	Дерново-подзолистая	Автоклавирование	$\frac{-38 \pm 5}{-25 \pm 5}$	21
	Чернозем	Автоклавирование	$\frac{-76 \pm 6}{-22 \pm 4}$	225
	Каштановая	Автоклавирование	$\frac{-25 \pm 5}{-25 \pm 4}$	Значимо неразличимо
Озимый тритикале сорт Немчиновский 56	Серая лесная	Автоклавирование	$\frac{-77 \pm 6}{-45 \pm 5}$	139
Яровой ячмень сорт Раушан	Чернозем	Промораживание 8 сут при −22°С	$\frac{-38 \pm 5}{-32 \pm 4}$	Значимо неразличимо
Яровой ячмень сорт Нур	Серая лесная	Промораживание 8 сут при −22°С	$\frac{-52 \pm 6}{-46 \pm 5}$	Значимо неразличимо
	Серая лесная	Известкование	$\frac{-52 \pm 6}{-52 \pm 6}$	Значимо неразличимо

* Над чертой – исходная почва, под чертой – почва после обработки.

ется в серой лесной почве на 139%, а яровой пшеницы сорт Лиза в черноземе – на 225%. При этом известкование и промораживание почв не оказывают заметного влияния на величину аллелотоксичности.

Больший интерес представляло изучение снижения концентрации аллелотоксинов за счет активации почвенных или внесенных в почву микроорганизмов, так как этот путь наиболее реален для внедрения. Активацию почвенных микроорганизмов, существующих в почвах, можно проводить, пропуская через почву электрический ток небольшой величины [4, 20]. Из представленных данных видно (рис. 1), что обработка дерново-подзолистой почвы постоянным электрическим током приводит к снижению ее аллелотоксичности. Обращает на себя внимание наличие двух пиков стимуляции (снятия угнетения). Первый из них находится в интервале 0–4 мкА/см^2, а второй в области 4–20 мкА/см^2, но величины снижения аллелотоксичности почв под действием электрического тока очень малы и находятся на уровне статистической погрешности.

Значительно более перспективным выглядит снижение аллелотоксичности почв за счет внесения в них микроорганизмов, в частности, с навозом [1]. Поэтому изучали кинетику изменения аллелотоксичности почв при внесении в них навоза, молочной сыворотки и их смесей (рис. 2–4). Из представленных данных хорошо видно, что максимальное снижение ингибирующей способности почв происходит через 2 недели после внесения в них препаратов, содержащих микроорганизмы. Максимальный эффект на всех изученных почвах наблюдался для смеси навоза КРС с молочной сывороткой. Отметим, что на серой лесной почве (рис. 2Б) прослеживается проявление синергизма – эффект от совместного внесения навоза КРС с молочной сывороткой примерно в 1.5 раза выше суммы эффектов от внесения в почву навоза КРС и сыворотки.

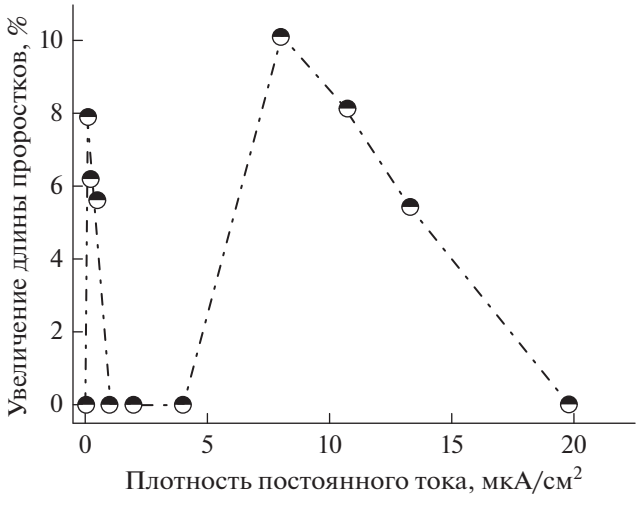


Рис. 1. Влияние плотности электрического тока, пропускаемого через дерново-подзолистую почву в течение 7 сут, на увеличение суммарной длины проростков при прорастании семян яровой пшеницы сорт Лиза в этих почвенных образцах по сравнению с прорастанием в исходной почве.

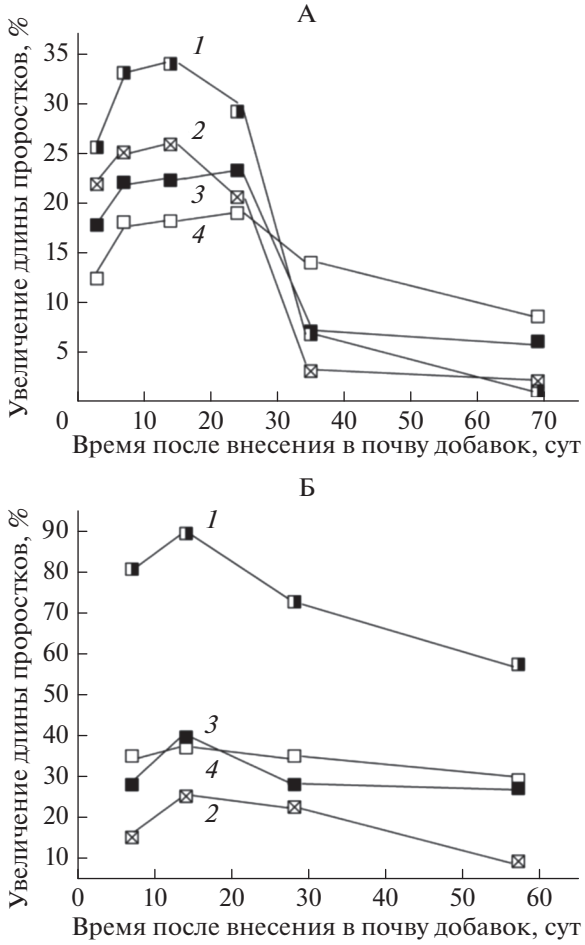


Рис. 2. Кинетика изменения суммарной длины проростков при прорастании семян озимой пшеницы сорт Безенчукская 380 в дерново-подзолистой почве (А) и ярового ячменя сорт Нур в серой лесной почве (Б) после внесения в нее суспензии навоза КРС в молочной сыворотке (*1*), навоза КРС (*2*), конского навоза (*3*) и молочной сыворотки (*4*) по сравнению с прорастанием в исходной почве.

Обращает на себя внимание то, что на всех изученных почвах после достижения максимального снижения аллелотоксичности, наблюдаемой через 2 недели, начинается рост ингибирующей способности почв. Для дерново-подзолистой почвы он происходит заметно быстрее, чем для чернозема и серой лесной почвы, причем для двух последних почв он достаточно мал и близок к статистической погрешности.

Для проверки влияния именно живых микроорганизмов на снижение почвенной аллелотоксичности внесли в почву суспензию навоза КРС в молочной сыворотке после обработки суспензии в течение 5 мин ультразвуком, снижающей численность живых микроорганизмов. В результате эффект детоксикации почвенного образца уменьшился почти в 3 раза.

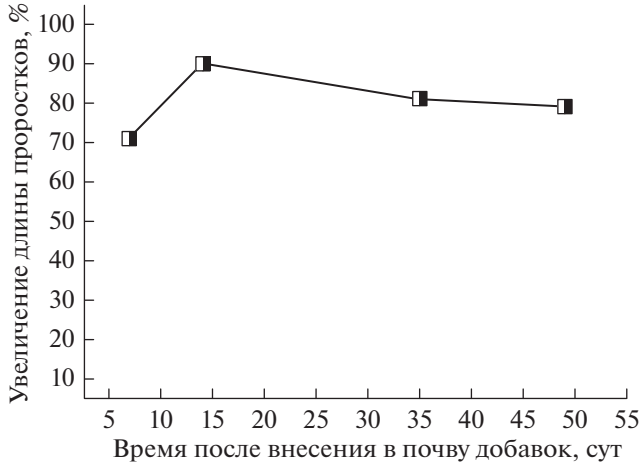


Рис. 3. Кинетика изменения суммарной длины проростков при прорастании семян озимой ржи сорт Татьяна в черноземе после внесения в нее суспензии навоза КРС в молочной сыворотке по сравнению с прорастанием в исходной почве.

Изучали влияние количества внесенного препарата (суспензии навоза КРС в молочной сыворотке) на снижение аллелотоксичности почв (рис. 4). Из представленных данных видно, что величина эффекта детоксикации прямо пропорциональна количеству внесенного препарата.

Данные, полученные при изучении влияния автоклавирования почв на снижение их аллелотоксичности, нельзя объяснить разложением при повышенной температуре молекул аллелотоксинов, так как эти молекулы в воде при автоклавировании, как было показано [23], не разрушаются.

Можно предложить два объяснения данного явления. Первое из них состоит в массовой гибели почвенных микроорганизмов при автоклавировании почв. После этого начинается бурный рост микроорганизмов, которые используют в качестве источников углерода, содержащиеся в почве органические вещества, включая аллелотоксины, и снижают их концентрацию в почвах. Однако попытка реализации данного механизма путем обработки почвы раствором пероксида водорода не привела к снижению аллелотоксичности почвы, и это вызывает большие сомнения в его правильности.

Еще одним механизмом снижения действующей концентрации аллелотоксинов в почвах при автоклавировании может являться рост прочности их связи с почвой за счет структурного перехода в гумусовой матрице почвенных гелей [13]. Такой подход не противоречит развиваемым в настоящее время представлениям о супрамолекулярной природе гумуса [25, 28] или модели почвенного континиума [21].

Предпринята проверка возможности объяснения повышения прочности связей аллелотоксинов с гумусовой матрицей почвенных гелей при структурном переходе, которая состояла в изучении влияния температуры высушивания почв на перемещение из них в водную вытяжку аллелотоксинов. При повышении температуры высушивания структурный переход с обращением гидрофобных участков гумусовой матрицы к воздуху (наружу) должен реализовываться в большей степени. Связано это с ростом энергии активации структурных перестроек при снижении влажности почв и с тем, что аллелотоксины, имеющие в молекулах большие гидрофобные участки, должны закрепляться именно на гидрофобных участках гумусовой матрицы. В результате водная вытяжка из почв, высушенных при более высоких температурах, должна обладать большей ингибирующей способностью, которую определяли по используемой нами методике, проращивая семена на песке, добавляя к нему вытяжки из почвы.

Полученные результаты свидетельствуют (табл. 2), что повышение температуры высушивания почв увеличивает ингибирующую способность водных вытяжек. Особенно хорошо это видно на дерново-подзолистой почве.

Наличие двух максимумов детоксикации почв при пропускании через них слабого электрического тока, первый из которых соответствует стимуляции развития всех изученных в работе Кравцова [4] микроорганизмов, а в области второго развитие части микроорганизмов начинает угнетаться, позволяет сделать логичный вывод, что не все микроорганизмы способны использовать аллелотоксины в качестве источников углерода. Угнетение электрическим током тех видов микроорганизмов, которые не снижают концентрацию аллелотоксинов в почве, может не оказывать заметного влияния на прорастание семян и развитие их проростков. Однако наблюдаемая в экспериментах величина снятия токсикоза слишком мала, поэтому рекомендовать использование обработки почв электрическим током для снижения их аллелотоксичности на данном этапе исследования – нецелесообразно.

Сильное влияние УЗ-обработки суспензии навоза в молочной сыворотке на снижение аллелотоксичности почв при обработке их этой суспензией (уменьшение детоксицирующего эффекта) коррелировало с сокращением численности микроорганизмов в обработанной УЗ-суспензии. Общая численность бактерий в контроле была в 2 раза выше, чем при УЗ-обработке суспензии. Численность культивируемых бактерий (сапророфные бактерии на глюкозо-пептонно-дрожжевой среде) тоже была выше в контроле в 3 раза. Это подтверждает ведущую роль живых микроорганизмов в снижении аллелотоксичности почв. По-видимому, внесение в почвы вместе с навозами или молочной сывороткой питательных и биологически активных веществ играет в этом случае второстепенную роль. Также подтверждает роль живых микроорганизмов снижение эффекта детоксикации почв, пропорциональное уменьшению количества вносимых в почву живых микроорганизмов – суспензии навоза КРС с сывороткой.

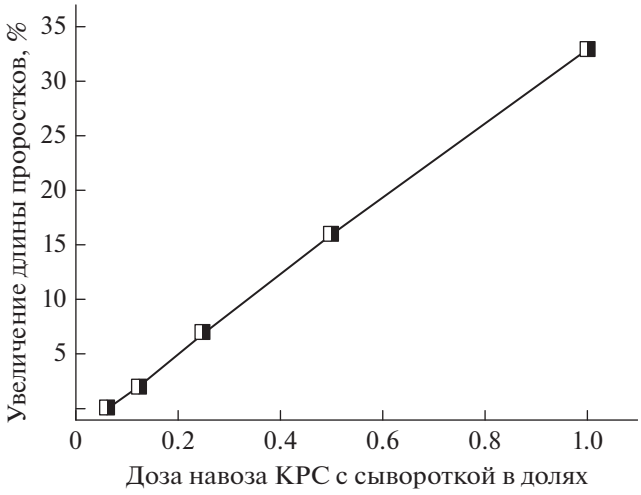


Рис. 4. Влияние дозы внесения суспензии навоза КРС в молочной сыворотке в дерново-подзолистую почву через 2 недели после внесения на увеличения суммарной длины проростков при прорастании в ней семян озимой пшеницы сорт Безенчукская 380 по сравнению с прорастанием в исходной почве.

Совокупность полученных данных по кинетике детоксикации почв после внесения в них суспензий навоза в воде и молочной сыворотке позволяет предположить, что внесенные в почвы микроорганизмы, содержащиеся в навозах и молочной сыворотке, либо погибают за две недели, либо теряют способность потреблять аллелотоксины. Рост аллелотоксичности почв, наблюдающийся через две недели, по-видимому, обуслов-

Таблица 2. Влияние ингибирования прорастания семян яровой пшеницы сорт Злата вытяжками из сухих почв по сравнению с вытяжками из почв естественной влажности, %

Почва	Температура высушивания почвы	
	70°C	90°C
Дерново-подзолистая	22 ± 4	31 ± 5
Серая лесная	–	12 ± 4
Чернозем	–	11 ± 3

Примечание. Влияние при температуре 25°C значимо неразличимо.

лен поступлением аллелотоксинов в ту энергетическую область их связывания в почвах, из которой они могут переходить в развивающиеся семена.

Из-за более медленного восстановления аллелотоксичности в почвах, богатых гумусом (серой лесной почве и черноземе), по сравнению с дерново-подзолистой почвой можно говорить о более быстром перераспределении аллелотоксинов по энергии связи в почвенной матрице органо-минерального комплекса дерново-подзолистой почвы. Меньшая плотность гумусовой матрицы дерново-подзолистой почвы и, как следствие, меньшая энергия активации структурного перехода делает перераспределение аллелотоксноов в этой почве более вероятным, что, по-видимому, и приводит к достаточно быстрому восстановлению аллелотоксичности дерново-подзолистой почвы.

Полученные результаты позволяют предположить существование двух механизмов снижения аллелотоксичности почв, на которые следует обратить внимание при дальнейших исследованиях. Первый из них основан на увеличении численности и активности в почвах микроорганизмов, способных использовать аллелотоксины для своего питания в качестве источников углерода. Однако этот механизм, по-видимому, будет реализовываться только при недостатке углеродсодержащих питательных веществ – большой величине отношения микроорганизмы/питательные вещества. Для его реализации необходимо либо вносить микроорганизмы в почвы, либо стимулировать развитие почвенных микроорганизмов, не внося в почвы питания для них в виде органических веществ.

Второй механизм основан на закреплении аллелотоксинов в гумусовой матрице почвенных гелей и переводе их в недоступное для растений состояние. Это направление может представлять особый интерес, так как, на наш взгляд, существует возможность разработки методов, провоцирующих структурный переход в гумусовой матрице почвенных гелей и снижающих активность аллелотоксинов в почвах.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гродзинский А.М., Богдан Г.П., Головко Э.А., Дзюбенко Н.Н., Мороз П.А., Прутенская Н.И.* Аллелопатическое почвоутомление. Киев: Наук. думка, 1979. 248 с.
2. *Зинченко М.К., Селицкая О.В.* Биологическая токсичность серой лесной почвы в зависимости от систем удобрений // Агрохимический вестник. 2011. № 5. С. 38–40.
3. *Коношина С.Н.* Влияние различных способов использования почвы на ее аллелопатическую активность. Дис. ... канд. с.-х. Орел, 2000. 145 с.
4. *Кравцов П.В.* Влияние слабого электрического тока на развитие и активность почвенных микроорганизмов. Автореферат дис. ... биол. наук. Ульяновск, 1965. 21 с.
5. *Красильников Н.А.* Микроорганизмы почвы и высшие растения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 464 с.
6. *Лобков В.Т.* Использование почвенно-биологического фактора в земледелии: монография. Орел: Изд-во ФГБОУ ВО Орловский ГАУ, 2017. 166 с.
7. *Мирчинк Т.Г.* Почвенная микология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 220 с.
8. *Млечко Е.А., Мотренко А.В.* Аллелопатическое действие водного экстракта шалфея эфиопского (*Salvia Aethiopis* L.) на прорастание семян тест-растений // Вестник ВолГУ. 2015. Сер. 9. Вып. 13. С. 10–14.
9. *Обручева Н.В., Антипова О.В.* Физиология инициации прорастания семян // Физиология растений. 1997. Т. 44. № 2. С. 287–302.
10. *Рудаков В.О., Рудаков О.Л.* Природа почвенных фитоксикозов и проблема защиты растений // Агро XXI. 2009. № 1–3. С. 11–13.
11. *Сечняк Л.К., Киндрук Н.А., Слюсаренко О.К., Иващенко В.Г., Кузнецов Е.Д.* Экология семян пшеницы. М.: Колос, 1983. 349 с.
12. *Симагина Н.О.* Аллелопатический потенциал древесных растений // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Сер. Биология, химия. 2013. Т. 26(65). № 1. С. 186–193.
13. *Федотов Г.Н., Шоба С.А., Поздняков А.И., Пузанова А.Е.* Структурный переход в гумусовой матрице почвенных гелей и его влияние на свойства почв // Почвоведение. 2014. № 9. С. 1056–1067.
14. *Федотов Г.Н., Шоба С.А., Федотова М.Ф., Горепекин И.В.* Влияние аллелотоксичности почв на прорастание семян зерновых культур // Почвоведение. 2019. № 4. С. 489–496.
15. *Шутко А.П.* Биологическое обоснование оптимизации системы защиты озимой пшеницы от болезней в Ставропольском крае. Автореф. дис. ... докт. с.-х. наук. СПб., 2013. 41 с.
16. Allelopathy. A Physiological Process with Ecological Implications / Eds. Reigosa M.J., Pedrol N., Gonzalez L. Springer, 2006. 637 p.
17. *Blum U.* Allelopathy: A Soil System Perspective // Allelopathy. A Physiological Process with Ecological Implications / Eds. Reigosa M.J., Pedrol N., Gonzalez L. Springer, 2006. P. 299–340.
18. *Cheng F., Cheng Z.* Research Progress on the use of Plant Allelopathy in Agriculture and the Physiological and Ecological Mechanisms of Allelopathy // Frontiers in Plant Science. 2015. V. 6. Article 1020.
19. *Ghulam J., Shaukat M., Arshad N.C., Imran H., Muhammad A.* Allelochemicals: sources, toxicity and mi-

crobial transformation in soil – a review // Annals of Microbiology. 2008. V. 58. № 3. P. 351–357.

20. *Lear G., Harbottle M.J., van der Gast C.J. et al.* The effect of electrokinetics on soil microbial communities // Soil Biol. Biochem. 2004. V. 36. P. 1751–1760.
21. *Lehmann J., Kleber M.* The contentious nature of soil organic matter // Nature. 2015. V. 528. P. 60–68.
22. *Li Y.P., Feng Y.L., Chen Y.J., Tian Y.H.* Soil microbes alleviate allelopathy of invasive plants // Sci. Bull. 2015. V. 60. P. 1083–1091.
23. *McCalla T.M., Haskins F.A.* Phytotoxic Substances from Soil Microorganisms and Crop Residues // Bacteriological Reviews. 1964. V. 28. P. 181–207.
24. *Norouzi Y., Mohammadi G.R., Nosratti I.* Soil factors affecting the allelopathic activities of some plant species // J. Appl. Environ. Biol. Sci. 2015. V. 5. P. 285–290.
25. *Piccolo A.* The Supramolecular Structure of Humic Substances // Soil Science. 2001. V. 166. P. 810–832.
26. *Rice E.L.* Allelopathy. New York: Academic Press, 1984. 422 p.
27. *Šerá B. et al.* New physicochemical treatment method of poppy seeds for agriculture and food industries // Plasma Science and Technology. 2013. V. 15. № 9. P. 935.
28. *Schaumann G.E.* Review Article Soil organic matter beyond molecular structure Part I: Macromolecular and supramolecular characteristics // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2006. V. 169. P. 145–156.
29. *Vokou D., Chalkos D., Karamanoli K.* Microorganisms and Allelopathy: A One-Sided Approach Allelopathy // A Physiological Process with Ecological Implications / Eds. Reigosa M.J., Pedrol N., Gonzalez L. Springer, 2006. P. 341–371.

Possibility of Reducing the Soils Allethotoxicity for Grain Crops

G. N. Fedotov[1, *], I. V. Gorepekin[1], and L. V. Lysak[1]

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

**e-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com*

The results of experiments on the possible reduction of soil alotoxicity level for grain crops are presented. It was found that autoclaving of soils significantly reduced their alotoxicity, while transmission of weak electric current through the soil, freezing and liming of the soil do not really affect their alotoxicity. A marked decrease in soil alotoxicity may be achieved by applying manure, whey, and their mixtures. Their efficiency reaches a maximum 14 days after application and then the alotoxicity of the soil begins to gradually recover. Soddy-podzolic soil has a faster restoration of alotoxicity compared to gray forest soil and chernozem. This fact can be considered as an evidence of a certain level of alotoxicity supported by soil microorganisms.

Keyword: soil alotoxicity, inhibition of seeds development, soil autoclaving, soil freezing

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 110–118

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.438.2

СОДЕРЖАНИЕ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ МИГРАЦИИ ^{238}U В ПОЧВАХ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

© 2020 г. А. П. Чевычелов[a], *, П. И. Собакин[a]

[a] *Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, пр-т Ленина, 41, Якутск, 677980 Россия*

**e-mail: chev.soil@list.ru*

Поступила в редакцию 01.03.2019 г.
После доработки 07.07.2019 г.
Принята к публикации 20.07.2019 г.

Исследовано содержание, внутрипрофильное распределение и миграционноспособные формы ^{238}U в автоморфных почвах – подбурах (Entic Podzols) и гидроморфных аллювиальных почвах (Fluvisols) как природных, так и техногенных ландшафтов Южной Якутии. В техногенных ландшафтах Южной Якутии на территории Эльконского урановорудного района отмечаются два вида миграции элементов в почвах – аэротехногенный и гидрогенно-техногенный, которые определяют степень радиоактивного загрязнения почв ^{238}U, характер внутрипрофильного распределения и соотношение миграционноспособных форм данного радионуклида. Наблюдается повышение подвижности ^{238}U в радиоактивно-загрязненных почвах по сравнению с почвами природных ландшафтов. При этом в гидроморфных аллювиальных почвах по сравнению с автоморфными подбурами отмечается рост как общей степени радиоактивного загрязнения, так и количества миграционноспособных форм урана.

Ключевые слова: накопление ^{238}U в почвах, радиоактивное загрязнение

DOI: 10.31857/S0032180X20010062

ВВЕДЕНИЕ

Уран является самым тяжелым из химических элементов, достоверно известных в земной коре. Он обладает порядковым номером 92 и атомным весом 238.07. В природе известно три долгоживущих изотопа урана, которые характеризуются следующей распространенностью: ^{238}U – 99.27%, ^{235}U – 0.72% и ^{234}U – 0.01% и периодами полураспада – 4.51×10^9, 7.13×10^8 и 2.47×10^5 лет соответственно [11]. Следовательно, основным изотопом урана, который содержится в горных породах, корах выветривания и почвах, является ^{238}U, количество которого составляет 99.3% от общего содержания урана. В земной коре кларк урана 2.3×10^{-4}%, а в почвах мира содержание данного элемента варьирует от 0.7 до 10.7×10^{-4}% [5]. Среднее количество урана для всей совокупности почв наиболее распространенных ландшафтов бывшего СССР с естественной радиоактивностью составляет $(3.2 \pm 0.6) \times 10^{-4}$% [20]. При этом содержание ^{238}U в почвах высокогорных районов Большого Кавказа изменяется от 1.3 до 1.8×10^{-4}% [1], составляя в среднем для горных районов Кавказа, Забайкалья и Северо-Востока России соответственно $(1.7 \pm 0.1, 1.9 \pm 0.1$ и $1.5 \pm 0.1) \times 10^{-4}$% [4].

Согласно геохимической классификации элементов, уран относится к группе литофильных и сидерофильных элементов с переменной валентностью, образующих катионы и анионы. Основное значение в геохимии урана имеет физико-химическая миграция, он – активный мигрант в гидротермах и в зоне гипергенеза, концентрируется на барьерах многих классов. Уран относится к группе элементов подвижных и слабоподвижных в окислительной обстановке, инертных в восстановительных (глеевой и сероводородной) обстановках и осаждающихся на сероводородных и глеевых барьерах [13]. Следовательно, уран отличается высокой контрастностью миграции и осаждается на восстановительных барьерах. Что касается техногенной миграции, то уран, как и другие металлы, поступает в ландшафты, мигрируя на сотни и тысячи километров от мест добычи к местам потребления. Технофильность U в 50–60-х годах XX в. составляла 1×10^8–$n \times 10^7$, то есть он попал в одну группу с Cr, Mo, W, Ca, Ni и др. При этом под технофильностью понимается степень использования химического элемента, она характеризуется отношением ежегодной его добычи к кларку в литосфере. U технофильнее Al, K, Mg, а также многих редких элементов (Tl, Ge, V, Pt, Be и др.), но менее технофилен, чем Pb, Cl, Au [7].

Все исследователи, изучающие уровни содержания и миграцию ^{238}U в почвах различных природных зон и регионов с естественной и повышенной радиоактивностью в России [8, 9, 12, 19, 23, 25] и за рубежом [24, 26–28], справедливо отмечают следующее. Количество данного радионуклида определяется исходным содержанием в почвообразующих породах, то есть литолого-геохимическими особенностями конкретных территорий, а внутрипрофильное распределение ^{238}U, как и процессы его вертикальной и латеральной миграции в ландшафте – характером и интенсивностью почвообразовательных процессов, протекающих в данных почвах их свойствами, а также природными ландшафтно-климатическими условиями. При этом для почв гумидной зоны выдерживается ряд миграции элементов Ra > U > Th [15].

В настоящее время наименее изученными вопросами почвенной геохимии ^{238}U являются проблемы, связанные с количественным содержанием, характером внутрипрофильного распределения и соотношением миграционноспособных форм данного радионуклида в различных типах почв в зависимости от ландшафтно-климатических условий миграции. Решение вопросов миграции ^{238}U в подбурах и аллювиальных почвах Южной Якутии – цель представленной статьи.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в Эльконском урановорудном районе (**ЭУРР**) на территории Южной Якутии. Данный район геоморфологически приурочен к Эльконскому горсту, представляющему горное поднятие на Алданском нагорье, характеризующееся низко- и среднегорным рельефом и преобладанием в растительном покрове горно-таежной растительности. Климат исследуемой территории – континентальный, холодный гумидный и супергумидный [21]. В почвенном покрове региона в автоморфных позициях формируются подзолы (Albic Podzols) и подбуры (Entic Podzols), а в поймах рек и ручьев – аллювиальные почвы (Fluvisols).

Естественные горно-таежные ландшафты Эльконского горста в большей степени нарушены длительными и широкомасштабными геологоразведочными работами поиска радиоактивного сырья, которые здесь проводились в последней трети XX в. В результате этих работ было извлечено из недр и складировано на дневную поверхность в отвалы более 1 млн т горнорудной массы. Общее количество урана, содержащегося в данной рудной массе, оставляет около 2000 т [22]. Это исходно предполагает в ландшафтно-климатических условиях данного района значительные масштабы и высокую степень радионуклидного загрязнения почвенно-растительного покрова в

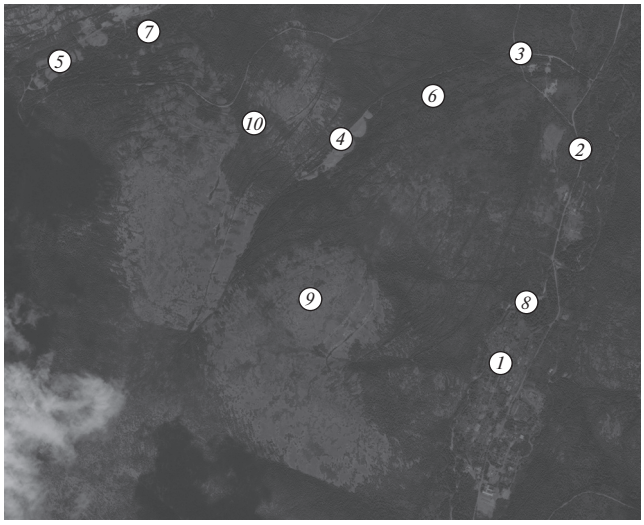


Рис. 1. Фрагмент космоснимка исследуемой территории: *1* – пос. Заречный; *2* – дорога пос. Заречный – г. Томмот; *3* – дорога на месторождение Курунг; *4* – отвалы месторождения Курунг; *5* – отвалы месторождения Эльконское плато; *6* – руч. Пропадающий; *7* – руч. Акин; *8* – р. Курунг; *9* – тундрогольцы и каменные пустоши; *10* – водораздельные склоны с горно-таежной растительностью.

зоне влияния отвалов [18]. Отвалы, как правило, приурочены к днищам и склонам долин малых рек и ручьев, а составляющие их компоненты, в том числе естественные радионуклиды, подвержены интенсивному ветровому и водному рассеянию в процессе гипергенного выветривания.

Объектами исследования являлись автоморфные почвы – подбуры (Entic Podzols (Arenic)) и гидроморфные аллювиальные почвы (табл. 1). Техногенно-загрязненные подбуры (разрезы 1ЭГ-02 и 4ЭГ-02) и аллювиальные почвы (Dystric and Eutric Fluvisols (Arenic)) (разрезы 1ЭГ-06, 2ЭГ-06 и 5ЭГ-02) располагались соответственно на водораздельном склоне и в долине ручья, пропадающего в зоне влияния радиоактивных отвалов месторождения Курунг (рис. 1).

При проведении работ использовали общепринятые почвенные методы исследований: сравнительно-географический, профильно-генетический и сравнительно-аналитический [16, 17]. Химический состав и свойства почв определяли по стандартным методикам, принятым в почвоведении: pH – потенциометрически, содержание гумуса – по Тюрину, обменных катионов – по Гедройцу, гранулометрический состав – по Качинскому [2].

В изучаемых почвах ^{238}U определяли γ-спектрометрическим методом по дочернему ^{226}Ra на многоканальном анализаторе “Прогресс-Гамма” со сцинтилляционным детектором NaJ(Tl) размером 63 × 63 мм, с 7.3% разрешением по γ-линии ^{137}Cs (666 Кэв). Проведены γ-спектрометрические

Таблица 1. Географические и морфологические характеристики исследуемых почв

Почва, № разреза	Географические координаты	Местоположение	Строение профиля
		Подбуры	
Подбур типичный, 1ЭГ-02	58°40′04.1″ N, 126°14′06.2″ E, *h* = 716 м	На территории ЭУРР, подножие водораздельного склона	A0(0–8)–A0A1(8–15)–B(15–23)–BC(23–26)–C(26–32 см)
Подбур типичный, 3Н-02	58°41′18.2″ N, 126°18′37.0″ E, *h* = 755 м	Там же, верхняя часть водораздельного склона	A0(0–10)–A0A1(10–16)–B(16–28)–BC(28–32)–CD(32–36 см)
Подбур оподзоленный, 4ЭГ-02	58°40′01.3″ N, 126°14′12.0″ E, *h* = 679.8 м	Там же, нижняя часть водораздельного склона	A0(0–2)–A0A1(2–5)–A1A2(5–8)–B(8–14)–BC(14–19)–CD(19–37)–D(37–45 см)
Подбур оподзоленный, 1Г-05	58°27′50.6″ N, 126°44′02.0″ E, *h* = 986.6 м	Алданское нагорье, вершина водораздела	A0A1(0–4)–A1A2(4–7)–BC(7–30)–CD(30–50 см)
		Аллювиальные почвы	
Аллювиальная темногумусовая, 2ЭГ-06	58°40′08.3″ N, 126°14′35.6″ E, *h* = 662.0 м	На территории ЭУРР, пойма руч. Пропадающего в 500 м ниже отвалов участка Курунг 1	A0A1(0–4)–A1(4–14)–BC(14–42)–[AB](42–52 см)
Аллювиальная темногумусовая, 5ЭГ-02	58°40′12.1″ N, 126°15′06.3″ E, *h* = 635.8 м	Там же, в 850 м ниже отвалов участка Курунг 1	A0(0–1)–A0A1(1–2)–A1(2–18)–B(18–24)–C(24–45)–[AC](45–58 см)
Аллювиальная слоистая, 1ЭГ-06	58°42′11.8″ N, 126°15′29.9″ E, *h* = 627.9 м	Там же, в 1350 м ниже отвалов участка Курунг 1	A0(0–1)–A1(1–4)–BC(4–9)–[AB](9–11)–C1(11–45)–C2(45–70 см)
Аллювиальная темногумусовая, 6ЭГ-03	58°42′46.0″ N, 126°18′16.4″ E, *h* = 542.8 м	На территории ЭУРР, долина р. Курунг в 8 км ниже отвалов участка Курунг 1	A0(0–2)–A1(2–8)–B(8–11)–[AB](11–14)–BC(14–19)–C(19–29 см)
Аллювиальная темногумусовая, 3Д-06	58°53′19.1″ N, 126°22′12.4″ E, *h* = 298 м	Долина р. Алдан, пойма р. Джелинда в 1.5 км от устья	A1(0–4)–AB(4–15)–BC(15–36)–C(36–48 см)

измерения в сосудах Маринели объемом 1 л. Обработку γ-спектров осуществляли матричным методом с помощью программного обеспечения “Прогресс” [10], максимальная погрешность измерения не более ±30%. Миграционноспособные формы ^{238}U извлекали согласно методике, предложенной в работе [3]. В качестве экстрагентов при извлечении водорастворимой формы ^{238}U использовали дистиллированную воду, обменной – ацетатно-аммонийный буферный раствор (pH 4.8), кислоторастворимой – 1 н. HCl. Остаточную (неизвлекаемую) или форму 4 ^{238}U считали по разности общего содержания урана и его количества, суммарно перешедшего в состав форм 1–3. Соотношение почвы и жидкости составляло 1 : 5, время взаимодействия почвы с раствором 1 сутки. Определение содержания урана в вытяжках осуществляли лазерно-люминесцентным методом на флюорометре АУФ-101 “Ангара” [14]. Чувствительность определения урана составляла 2×10^{-8} г/л, погрешность анализа не превышала ±15%.

Необходимо отметить, что при увеличении количества миграционноспособных форм радионуклидов, в том числе и ^{238}U, его подвижность возрастает, особенно при повышении содержания легкоподвижных фракций, то есть водорастворимой и обменной.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Состав и свойства исследованных почв значительно различаются как на типовом, так и на подтиповом уровнях (табл. 2). Автоморфные почвы, подбуры типичные (разрезы 1ЭГ-02 и 3Н-02), характеризуются кислой реакцией среды верхних органогенных и слабокислой нижних минеральных горизонтов почвенного профиля. Содержание почвенного органического вещества и гумуса имеет аккумулятивный характер. Почвенно-поглощающий комплекс (**ППК**) данных почв в верхних горизонтах (A0, A0A1 и B) не насыщен обменными основаниями, при этом на долю обменного H^+ приходится 54–57% от суммы обменных оснований (*S*).

Таблица 2. Химические свойства и физико-химические показатели почв Южной Якутии

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Обменные катионы, смоль(экв)/кг почвы			Фракция, %	
		H_2O	KCl		Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	<0.001 мм	<0.01 мм
Подбур типичный, разрез 1ЭГ-02									
A0	0–8	5.0	–	78.1*	–	–	–	–	–
A0A1	8–15	4.2	–	31.0	5.0	2.1	8.3	–	–
B	15–23	5.6	–	3.2	2.3	1.5	5.1	4.1	7.8
BC	23–26	5.9	–	1.9	1.4	1.2	1.0	3.5	7.6
D	26–32	6.2	–	0.1	0.3	0.2	0.4	2.3	3.9
Подбур типичный, разрез 3Н-02									
A0	0–10	5.4	–	79.1*	–	–	–	–	–
A0A1	10–16	4.7	–	30.0*	5.4	2.3	9.4	–	–
B	16–28	5.7	–	3.0	2.0	1.6	4.8	5.0	9.6
BC	28–32	5.9	–	1.5	1.2	1.0	0.8	4.2	8.1
CD	32–36	6.25	–	0.1	0.2	0.2	0.3	2.4	4.5
Подбур оподзоленный, разрез 4 ЭГ-02									
A0	0–2	4.0	–	80.5*	–	–	–	–	–
A0A1	2–5	4.0	–	56.2*	2.0	0.5	7.7	2.5	5.4
A1A2	5–8	4.0	–	11.5	2.2	0.5	7.3	2.5	7.4
B	8–14	4.1	–	5.7	2.0	0.7	3.1	10.7	17.2
BC	14–19	4.2	–	6.7	5.0	1.0	2.8	6.6	14.4
CD	25–35	4.2	–	3.6	3.7	1.5	2.9	12.7	28.2
Подбур оподзоленный, разрез 1Г-05									
A0A1	0–4	3.9	2.9	37.1*	6.8	2.6	25.0	–	–
A1A2	4–7	3.9	3.1	7.8	1.6	0.5	7.2	3.2	9.9
BC	15–25	5.2	4.0	1.0	2.6	1.6	1.0	8.9	33.7
CD	35–45	5.5	4.1	0.6	3.5	2.1	0.4	9.9	32.7
Аллювиальная темногумусовая почва, разрез 2ЭГ-06									
A0A1	0–4	5.8	5.0	60.5*	60.9	13.8	1.7	–	–
A1	4–14	5.9	5.0	12.7	18.6	4.3	1.1	5.8	17.2
BC	18–28	6.4	5.4	3.7	5.2	2.5	0.1	3.4	11.2
BC	32–42	6.1	5.2	5.1	6.3	2.1	0.2	3.3	11.5
[AB]	42–52	6.0	5.0	18.8	21.2	11.6	0.7	6.8	16.5
Аллювиальная темногумусовая почва, разрез 5ЭГ-02									
A0A1	1–2	4.8	–	56.0*	39.2	13.5	3.9	–	–
A1	2–18	4.4	–	9.9	8.8	7.8	2.4	6.4	13.9
B	18–24	4.5	–	4.8	4.6	8.3	1.2	5.2	10.6
C	30–40	5.0	–	0.6	3.8	7.5	0.6	5.3	10.3
[AC]	47–57	5.4	–	8.8	25.9	11.6	5.7	10.9	23.0
Аллювиальная темногумусовая, разрез 6ЭГ-03									
A1	2–8	6.1	5.6	36.7*	37.3	24.9	0.7	–	–
B	8–11	6.0	5.2	7.9	7.8	1.7	0.3	7.8	9.5
[AB]	11–14	5.5	5.2	20.7	20.6	15.1	1.5	8.7	15.2
BC	14–19	6.2	5.2	1.4	2.9	0.6	0.1	3.8	6.6
CD	19–29	6.0	5.1	1.3	2.8	1.6	0.3	5.8	7.4
Аллювиальная темногумусовая почва, разрез 3Д-06									
A1	0–4	7.4	6.8	17.1	29.6	21.5	Н.о.	–	–
AB	4–14	7.3	6.6	13.2	16.8	12.1	»	6.2	12.6
BC	15–25	6.6	5.6	8.2	9.4	6.4	»	4.1	10.1
C	35–45	6.2	5.2	6.5	6.5	3.4	0.1	3.8	9.3
Аллювиальная слоистая почва, разрез 1ЭГ-06									
A1	1–4	6.3	5.5	25.4	40.3	14.2	0.4	–	–
BC	4–9	6.7	5.6	2.4	3.6	1.0	0.2	3.4	6.0
[AB]	9–11	6.0	4.9	10.8	8.2	2.0	0.3	3.9	7.2
C1	15–25	6.8	5.7	0.6	2.3	1.9	0.2	2.6	5.3
C1	35–45	6.3	5.1	2.6	3.3	1.2	0.1	2.7	4.6
C2	55–65	6.1	4.9	3.8	7.4	2.0	0.4	4.5	10.5

* Приведено значение потери при прокаливании.
Примечание. Прочерк – значение показателя не определено. Н.о. – не обнаружено.

В верхних органогенных и гумусово-элювиальных горизонтах оподзоленных подтипов реакция среды (pH_2O) сильнокислая, а в нижних минеральных – кислая и слабокислая. В подбурах оподзоленных (разрезы 4ЭГ-02 и 1Г-05) содержание органического вещества носит аккумулятивный характер, а ППК горизонтов (A0, A0A1 и A1A2) еще в большей мере, чем в подбурах типичных не насыщен обменными катионами Ca^{2+} и Mg^{2+}, при этом на долю обменного H^+ приходится 73–77% от *S*. Все исследованные разрезы подбуров, как правило, характеризуются укороченным почвенными профилем (<50 см), высокой степенью каменистости и легким песчано-супесчаным гранулометрическим составом. Исключением являются горизонты BC и CD подбуров (разрезы 4ЭГ-02 и 1Г-05), в которых отмечается утяжеление гранулометрического состава до легко- и среднесуглинистого.

Изучаемые гидроморфные аллювиальные почвы данного района также различаются по составу и свойствам, хотя и в меньшей степени, чем подбуры. Значения pH_2O в данных почвах изменяется от кислого (разрез 5ЭГ-02) до слабокислого (разрезы 2ЭГ-06, 6ЭГ-03) и даже до нейтрального и слабощелочного (разрезы 3Д-06, 1ЭГ-06). ППК данных почв насыщен обменными основаниями Ca^{2+} и Mg^{2+}, а доля обменного H^+ незначительна и максимально составляет 8–13% от *S*. Главной особенностью морфологии, свойств и состава исследуемых аллювиальных почв является наличие в них на разной глубине погребенных горизонтов AB и AC, обогащенных органическим веществом и мелкодисперсными фракциями почвенного мелкозема: глины (<0.01 мм) и ила (<0.001 мм). Такие погребенные почвенные горизонты выявлены в четырех из пяти исследованных разрезов аллювиальных почв. В этой связи необходимо отметить, что слоистость является генетическим признаком пойменных (аллювиальных) почв [6].

Как отмечалось ранее, почвы – это центральные блоки ландшафтов, аккумулирующие техногенные загрязнения, в том числе и радиоактивные. Поэтому оценка содержания и распределения радионуклидов в почвах техногенных ландшафтов по сравнению с фоновыми, незагрязненных территорий позволяет надежно и четко фиксировать как степень, так и одновременно характер их радиоактивного загрязнения по основным потокам рассеяния радионуклидов [22].

В качестве фонового среднего значения для подбуров принято содержание урана, равное 1 мг/кг, а для аллювиальных почв – 3 мг/кг. Интенсивность накопления ^{238}U в почвах оценивали на основе средневзвешенного значения, отнесенного к мощности отдельных почвенных горизонтов (слоев) и содержания в них данного радионуклида (табл. 3).

Среднее содержание ^{238}U в подбурах природных ландшафтов изменяется почти в 8 раз, а в аллювиальных почвах – более чем в 2 раза. Последнее обусловлено различиями минералогического состава, а также свойств и состава исследуемых почв: содержанием гумуса, частиц глины и ила. Внутрипрофильное распределение урана в данных почвах имеет соответственно элювиальный и аккумулятивный характер.

При аэротехногенном загрязнении почв поступивший на поверхность почв в виде пыли ^{238}U накапливается и закрепляется в верхней части почв в слое 19–23 см, то есть отмечается аккумулятивный характер внутрипрофильного распределения урана, а значения коэффициента относительного превышения над фоновым уровнем (*K*пр) составляют 6–47. При гидрогенно-техногенном загрязнении отмечается сложное внутрипрофильное распределение ^{238}U в аллювиальных почвах. Так, в аллювиальной темногумусовой почве разреза 2ЭГ-06 выявляется два равнозначных максимума распределения ^{238}U на глубине 4–14 и 42–52 см, в аналогичной почве разреза 5ЭГ-02 – также два, но убывающих по величине максимума на глубине 2–18 и 47–57 см. В аллювиальной слоистой почве разреза 1ЭГ-06 выделяется три убывающих максимума на глубине 1–4, 9–11 и 55–65 см. При этом по мере удаления от источников радиоактивного загрязнения значение *K*пр для исследуемых аллювиальных почв убывает от 211 до 19–29. Таким образом, в изучаемых аллювиальных почвах техногенных ландшафтов отмечается накопление ^{238}U в погребенных горизонтах, обогащенных органическим веществом (гумусом), а также частицами глины и ила. Поэтому не случайно, что для аллювиальных почв как природных, так и техногенных ландшафтов были получены относительно высокие значения коэффициентов корреляции для связей содержание ^{238}U–количество гумуса, обменного Ca^{2+}, частиц физической глины, которые соответственно составляли 0.526, 0.522, 0.542 и 0.805, 0.619, 0.479. Тогда как для подбуров природных ландшафтов изучаемой территории аналогичные корреляционные связи выявлены для ила ($r = 0.712$) и глины ($r = 0.814$), а для техногенно-загрязненных подбуров – для гумуса ($r = 0.467$), обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} ($r = 0.545$ и 0.704). Это полностью соответствует геохимическим принципам миграции урана в гумидных ландшафтах в условиях окислительной обстановки, когда данный элемент накапливается в торфяниках и аллювиальных глинах [13].

При аэротехногенном загрязнении почв, в подбуре оподзоленном (табл. 4, разрез 4ЭГ-02) содержание водорастворимой формы урана составляет 0.3–2.2%, обменной – 1.4–5.5%, кислорастворимой – 1.3–7.4% от общего количества радионуклида. При этом относительное содержа-

Таблица 3. Содержание ^{238}U в почвах Южной Якутии

№ разреза	Почва	Горизонт	Глубина, см	^{238}U, мг/кг	*К*пр*
Подбуры техногенных ландшафтов					
1ЭГ-02	Подбур типичный	A0	0–8	100.0	100
		A0A1	8–15	95.0	95
		B	15–23	5.4	5.4
		BC	23–26	1.6	1.6
		Среднее**	26–32	1.6	1.6
				47	47
4ЭГ-02	Подбур оподзоленный	A0	0–2	40.2	40
		A0A1	2–5	15.4	15
		A1A2	5–8	4.6	4.6
		B	8–14	3.4	3.4
		BC	14–19	3.8	3.8
		CD	25–35	3.1	3.1
		Среднее		5.8	5.8
Подбуры природных ландшафтов					
3Н-02	Подбур типичный	A0	0–10	0.3	0.3
		A0A1	10–16	0.5	0.5
		B	16–28	1.0	1.0
		BC	28–32	1.1	1.1
		C	32–36	1.4	1.4
		Среднее		0.8	0.8
1Г-05	Подбур оподзоленный	A0A1	0–4	6.3	6.3
		A1A2	4–7	5.4	5.4
		BC	15–25	5.7	5.7
		CD	35–45	7.4	7.4
		Среднее		6.3	6.3
Аллювиальные почвы техногенных ландшафтов					
2ЭГ-06	Аллювиальная темногумусовая	A0A1	0–4	524	175
		A1	4–14	1000	333
		BC	18–28	161	54
		BC	32–42	282	94
		[AB]	42–52	1120	373
		Среднее		633	211
1ЭГ-06	Аллювиальная слоистая	A0	0–1	425	142
		A1	1–4	467	156
		BC	4–9	27	9
		[AB]	9–11	121	40
		C1	15–25	11	3.7
		C1	35–45	23	7.7
		C2	55–65	89	30
		Среднее		88	29
5ЭГ-02	Аллювиальная темногумусовая	A0	0–1	30	10
		A0A1	1–2	104	35
		A1	2–18	113	38
		B	18–24	3.8	1.3
		C	30–40	4.2	1.4
		[AC]	47–57	44	15
		Среднее		56	19
Аллювиальные почвы природных ландшафтов					
6ЭГ-03	Аллювиальная темногумусовая	A0	0–2	2	0.7
		A1	2–8	3	1
		B	8–11	9	3
		[AB]	11–14	6	2
		BC	14–19	2	0.7
		C	19–29	2	1
		Среднее		3.7	1.2

Таблица 3. Окончание

№ разреза	Почва	Горизонт	Глубина, см	^{238}U, мг/кг	*К*пр*
3Д-06	Аллювиальная темногумусовая	A1	0–4	9.3	3.1
		AB	4–14	8.8	2.9
		BC	15–25	7.5	2.5
		C	25–35	7.1	2.4
		Среднее		8.0	2.7

* Значение коэффициента относительного превышения над фоновым уровнем.
** Средневзвешенное значение для почвенного профиля.

ние водорастворимой и кислоторастворимой форм, как и в целом миграционноспособных форм ^{238}U, в техногенно-загрязненном подбуре больше, чем в естественном подбуре (разрез 1ЭГ-05). Если в подбуре техногенного ландшафта среднее содержание миграционноспособных форм составляло 12.1%, то в подбуре природного ландшафта – только 6.5%.

Еще более сложное распределение и соотношение миграционноспособных форм урана наблюдается в изучаемых аллювиальных почвах. Учитывая то, что аллювиальные почвы в условиях гидрогенно-техногенного загрязнения содержат более значительные количества общего урана, относительное содержание в них подвижной формы данного радионуклида составляет 0.01–0.7%, то есть меньше отмечаемого для техногенно-загрязненного подбура. А содержание обменной и кислоторастворимой форм ^{238}U в аллювиальных почвах, которые изменяются значительно, существенно больше и составляет соответственно 5.0–26.1 и 3.3–31.0%. При этом суммарное количество миграционноспособных форм урана в техногенно-загрязненных аллювиальных почвах также изменяется значительно и составляет в среднем 25.4–40.8%. Содержание обменной, кислоторастворимой, как и общее содержание миграционноспособных форм урана в техногенно-загрязненных аллювиальных почвах, больше, чем в аллювиальной темногумусовой почве природного ландшафта (разрез 3Д-06). Следовательно, как при воздушном, так и водном рассеивании урана в техногенных ландшафтах ЭУРР наблюдается увеличение подвижности или миграционной способности ^{238}U в радиоактивно-загрязненных почвах по сравнению с почвами природных ландшафтов. Последнее обусловлено особенностями природных условий исследуемой территории (холодный гумидный климат, таежная зона, окислительная обстановка миграции), когда ^{238}U в почвах преимущественно мигрирует в форме комплексных органо-минеральных соединений в высшей степени валентности (U^{+6}) и характеризуется высокой подвижностью [13, 19]. В этих условиях накопление общего количества ^{238}U в почвах сопровождается увеличением содержания его миграционноспособных форм или ростом общей подвижности. При этом в гидроморфных аллювиальных почвах по сравнению с автоморфными подбурами отмечается рост, как общей степени радиоактивного загрязнения, так и количества миграционноспособных форм данного радионуклида.

ВЫВОДЫ

1. В условиях высококонтрастного литогеохимического фона, холодного гумидного климата и преобладания в растительном покрове горно-таежной растительности среднее содержание ^{238}U в почвах природных ландшафтов Южной Якутии значительно различается и изменяется от 0.8 до 8.0 мг/кг. При этом внутрипрофильное распределение урана в изучаемых автоморфных подбурах носит в большей мере элювиальный, а в гидроморфных аллювиальных почвах – аккумулятивный характер. Среднее суммарное содержание миграционноспособных форм урана в почвах естественных ландшафтов исследуемого региона составляет <10%.

2. В почвах техногенных ландшафтов ЭУРР на территории Южной Якутии наблюдается два вида миграции ^{238}U: аэротехногенный и гидрогенно-техногенный, обусловленных соответственно воздушным и водным рассеиванием данного радионуклида от источников загрязнения, которыми являются радиоактивные отвалы горных пород.

3. В автоморфных подбурах техногенных ландшафтов Южной Якутии отмечается аккумулятивный характер внутрипрофильного распределения ^{238}U. При этом данный радионуклид накапливается в поверхностном слое почв мощностью 19–23 см. Среднее суммарное содержание миграционноспособных форм ^{238}U в радиоактивно-загрязненном подбуре составляет 12% от общего количества урана.

4. В гидроморфных аллювиальных почвах техногенных ландшафтов исследуемого региона наблюдается сложное внутрипрофильное распределение ^{238}U, когда выделяются 2–3 равнозначных или убывающих максимума содержания урана. При этом данные возрастающие количества ^{238}U, как правило, приурочены к погребенным почвенным горизонтам, обогащенным гумусом, а также мелкодисперсными частицами глины и ила. Среднее суммарное содержание миграционноспособных форм ^{238}U в ра-

Таблица 4. Миграционноспособные формы ^{238}U в почвах Южной Якутии, % от общего содержания

Горизонт	Глубина, см	Формы урана*			
		1	2	3	4
Техногенный ландшафт, подбур оподзоленный, разрез 4ЭГ-02					
A0	0–2	0.3	1.4	1.3	97.0
A0A1	2–5	0.5	5.5	6.7	87.3
A1A2	5–8	1.7	3.7	5.4	89.2
B	8–14	1.8	3.8	5.6	88.8
BC	14–19	1.6	4.2	7.4	86.8
CD	25–35	2.2	5.0	5.3	87.5
Природный ландшафт, подбур оподзоленный, разрез 1ЭГ-05					
A0A1	0–4	0.2	5.2	3.3	91.3
A1A2	4–7	0.3	5.7	0.7	93.3
BC	15–25	0.8	3.7	2.5	93.0
CD	35–45	0.1	2.8	2.2	94.9
Техногенные ландшафты					
Аллювиальная темногумусовая, разрез 2ЭГ-06					
A0A1	0–4	0.1	6.5	10.0	83.4
A1	4–14	0.01	5.0	5.5	89.5
BC	18–28	0.04	14.6	17.7	67.7
BC	32–42	0.07	23.0	26.6	50.3
[AB]	42–52	0.03	5.4	7.6	87.0
Аллювиальная темногумусовая, разрез 5ЭГ-02					
A0	0–1	0.7	6.3	3.3	89.7
A0A1	1–2	0.3	19.2	13.5	67.0
A1	2–18	0.2	22.1	12.4	65.3
B	18–24	0.2	15.7	15.8	68.3
C	30–40	0.3	15.0	31.0	53.7
[AC]	47–57	0.3	32.0	25.7	42.0
Аллювиальная слоистая, разрез 1ЭГ-06					
A0	0–1	0.3	7.0	8.0	84.7
A1	1–4	0.3	5.4	3.9	90.4
BC	4–9	0.1	22.2	20.4	57.3
[AB]	9–11	0.04	8.3	10.7	81.0
C1	15–25	0.04	18.2	19.5	62.3
C1	35–45	0.05	26.1	17.4	56.4
C2	55–65	0.6	5.6	9.0	84.8
Природный ландшафт, аллювиальная темногумусовая, разрез 3Д-06					
A1	0–4	0.1	26.9	3.3	69.7
AB	4–14	0.1	4.7	0.7	94.5
BC	15–25	0.1	6.5	2.5	90.9
C	25–35	0.1	4.4	2.2	93.3

* Формы урана: 1 – водорастворимая, 2 – обменная, 3 – кислоторастворимая, 4 – остаточная.

диоактивно-загрязненных аллювиальных почвах составляет 25–41% от общего содержания урана.

5. Как при воздушном, так и водном рассеивании урана в техногенных ландшафтах Южной Якутии наблюдается рост подвижности или миграционной способности ^{238}U в радиоактивно-загрязненных почвах по сравнению с почвами природных ландшафтов. При этом в гидроморфных аллювиальных почвах по сравнению с автоморфными подбурами отмечается увеличение, как общей степени радиоактивного загрязнения, так и количества миграционноспособных форм данного радионуклида.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Асварова Т.А., Абдуллаева А.С., Магомедов М.А.* Естественные радионуклиды в породах и почвах высокогорных районов Большого Кавказа // Почвоведение. 2012. № 6. С. 695–707.

2. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 488 с.

3. *Архипов Н.П., Федорова Т.А., Февралева Л.Т.* Соотношение форм соединений тяжелых естественных радионуклидов в почвах // Почвоведение. 1986. № 1. С. 69–73.
4. *Балясный Н.Д., Василенко В.Н., Пегоев А.Н., Фридман Ш.Д.* Естественная радиоактивность почв в горных районах СССР // Тр. Ин-та прикладной геофизики. М.: Гидрометеоиздат, 1980. С. 116–152.
5. *Водяницкий Ю.Н.* Химические аспекты поведения урана в почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2011. № 8. С. 940–952.
6. *Добровольский Г.В.* Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. 296 с.
7. *Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1974. 280 с.
8. *Егорова И.А., Кислицына Ю.В., Пузанов А.В.* Радионуклиды в почвах Северо-Западного Алтая // География и природные ресурсы. 2012. № 3. С. 31–35.
9. *Егорова И.А., Пузанов А.В., Балыкин С.Н., Салтыков А.В., Горбачев И.В.* Естественные радионуклиды (^{238}U, ^{232}Th, ^{40}K) в высокогорных почвах Северо-Западного Алтая // Мир науки, культуры, образования. 2007. № 4(7). С. 16–19.
10. Методика измерения активности радионуклидов с использованием сцинтилляционного гамма-спектрометра с программным обеспечением “Прогресс”. М.: Центр метрологии, 2003. 16 с.
11. Основные черты геохимии урана / Под ред. Виноградова А.П. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 352 с.
12. *Панюшкина Г.И., Нагалевский В.Я.* Распределение и миграция радионуклидов в почвенно-растительном покрове Краснодарского края // Вестник Южного научного центра РАН. 2007. Т. 3. № 2. С. 52–56.
13. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
14. Радиогеохимические исследования. Методические рекомендации / Под ред. Смыслова А.А. М.: МинГео СССР, 1974. 139 с.
15. *Рачкова Н.Г., Шуктумова И.И., Таскаев А.И.* Состояние в почвах естественных радионуклидов урана, радия и тория (обзор) // Почвоведение. 2010. № 6. С. 698–705.
16. *Роде А.А.* Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, 1971. 92 с.
17. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 320 с.
18. *Собакин П.И., Чевычелов А.П., Ушницкий В.Е.* Радиоэкологическая обстановка на территории Якутии // Радиационная биология. Радиоэкология. 2004. Т. 44. № 3. С. 283–288.
19. *Титаева Н.А., Таскаев А.И.* Миграция тяжелых естественных радионуклидов в условиях гумидной зоны. Л.: Наука, 1984. 232 с.
20. Тяжелые естественные радионуклиды в биосфере: Миграция и биологическое действие на популяции и биогеоценозы. М.: Наука, 1990. 368 с.
21. *Чевычелов А.П., Собакин П.И.* Миграция естественных радионуклидов в техногенных таежно-мерзлотных ландшафтах Южной Якутии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 138 с.
22. *Чевычелов А.П., Собакин П.И.* Радиоактивное загрязнение аллювиальных почв таежных ландшафтов Якутии ^{137}Cs, ^{226}Ra и ^{238}U // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1535–1544.
23. *Шуктумова И.И., Титаева Н.А., Таскаев А.И., Алексахин Р.М.* Поведение ^{238}U, ^{232}Th, ^{226}Ra в почвах горной тундры // Почвоведение. 1983. № 8. С. 49–53.
24. *Gavrilescu M., Pavel L.V., Cretescu I.* Characterization and remediation of soils contaminated with uranium // J. Hazardous Materials. 2009. V. 163. № 2–3. P. 475–510.
25. *Gedeonov A.D., Kolchin I.V., Maliskin A.I., Andreev G.S.* Uranium-234, uranium-235, uranium-238 in soils near Siberian chemical enterprises (Tomsk-7, Seversk) // Radioprotection. 2009. V. 44. № 5. P. 151–153.
26. *Kelly S.D.* Uranium chemistry in soils and sediments // Developments in Soil Science. 2010. V. 34. P. 411–466.
27. *Tzortzis M., Tsertos H.* Determination of thorium, uranium and potassium elemental concentrations in surface soils in Cyprus // J. Environ. Radioactivity. 2004. V. 77. № 3. P. 325–338.
28. *Tserenpil S., Liu O.C., Maclov O.D., Fillipov M.F., Belov A.G., Norov H., Theng B.K.G.* Chemical and mineralogical composition of the Mongolian rural soils an their uranium sorption behavior // J. Environ. Radioactivity. 2013. V. 118. P. 105–112.

Content, Distribution and Migration of ^{238}U in Soils of Natural and Technogenic Landscapes of Southern Yakutia

A. P. Chevychelov[1, *] and P. I. Sobakin[1]

[1]Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS, Yakutsk, 677980 Russia

**e-mail: chev.soil@list.ru*

The results of evaluating the content, profile distribution and migration-capable compounds with ^{238}U isotopes in automorphic soils – podburs (Entic Podzols) and hydromorphic alluvial soils (Fluvisols) in both natural and technogenic landscapes of Southern Yakutia. Technogenic landscapes of Southern Yakutia, the Elkon uranium mine region in particular, were characterized by two distinct types of element migration within the soil: aero-technogenic and hydro-technogenic. These types of element migration determine the level of ^{238}U pollution of soils, the type of profile distribution and ratio of migration-capable compounds of ^{238}U. Radioactively polluted soils were characterized by increased mobility and migration capacity of ^{238}U isotopes as compared to soils of natural landscapes. Also, in contrast to automorphic podburs, the hydromorphic alluvial soils were characterized by elevated levels of radioactive pollution, as well as of mobile uranium compounds.

Keywords: accumulation of ^{238}U in soils, radioactive pollution

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 1, с. 119–130

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

*УДК 630;221.01;630*114.68*

ДИНАМИКА МИКРОБНОЙ БИОМАССЫ, ЕЕ СТРУКТУРА И ФУНКЦИОНАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ В ПОЧВАХ ПРИ ЛЕСОВОЗОБНОВЛЕНИИ НА ВЫРУБКАХ ПИХТАРНИКОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 2020 г. А. В. Богородская[a], *, А. С. Шишикин[a]

[a]*Институт леса им. В.Н. Сукачева Сибирского отделения РАН – обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО РАН, Академгородок, 50/28, Красноярск, 660036 Россия*

**e-mail: anbog@ksc.krasn.ru*

Поступила в редакцию 19.04.2019 г.
После доработки 28.05.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

Изучена динамика микробной биомассы, ее структура и функциональная активность в почвах вырубок пихтарников южной тайги Енисейского кряжа (Красноярский край), находящихся на разных стадиях естественных восстановительных сукцессий растительности. В верхних органо-минеральных горизонтах дерново-подзолистой почвы (Albic Glossic Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)) сукцессионной серии вырубок, восстанавливающихся через смену пихтарников на производные березняки, выявлен рост содержания углерода микробной биомассы ($C_{мик}$) и интенсивности базального дыхания от свежей вырубки к стадии лиственного жердняка, в профиле которого наиболее высокие общие запасы $C_{мик}$ (170 г С/м^3) и микробная продукция CO_2 (528 мг CO_2–С/(м^3 ч)), превышающие контроль на 80–85%. В гумусово-аккумулятивном горизонте названного ряда вырубок отмечена тенденция снижения как доли грибного субстрат-индуцированного дыхания, так и отношения грибы/бактерии по сравнению с контролем. В средневозрастных лиственных насаждениях с темнохвойным подростом все рассматриваемые параметры микробных комплексов снижаются, но продолжают превышать контроль. В профиле дерново-подзолистой почвы лесовосстановительной серии без смены пород за 8-летний период отмечен тренд уменьшения $C_{мик}$ и базального дыхания и уже на стадии пихтового жердняка приближение всех эколого-функциональных параметров микробного комплекса к контрольному мелкотравно-зеленомошному пихтарнику.

Ключевые слова: пихтовые насаждения, вырубки, дерново-подзолистые почвы, базальное дыхание, соотношение грибы/бактерии, запас углерода микробной биомассы, микробное продуцирование CO_2

DOI: 10.31857/S0032180X20010050

ВВЕДЕНИЕ

Лесозаготовительные мероприятия являются одним из главных антропогенных факторов, нарушающих экологическую обстановку и запускающих процесс вторичных сукцессий лесов, направленность которых определяются лесорастительными условиями и технологией лесозаготовки [12, 17, 34].

Влияние сплошной рубки леса на почвы определяется трансформацией режимов света, тепла, влаги, увеличением запасов и изменением химического состава растительного опада, а также влиянием лесозаготовительной техники [5–7, 12–15, 18, 21–23, 33]. Отмечено, что эволюция почвенных свойств зависит от степени повреждения почвы, направленности и скорости восстановительных сукцессий растительности [13, 23, 32].

Вторичные послерубочные сукцессии почв по глубине воздействия предложено разделить на поверхностные и турбогенные [33]. К первому подтипу относят динамику почв в ходе естественного возобновления растительности на пасеке, где нет прямого физического воздействия лесозаготовительной техники; к турбогенным – изменения при возобновлении растительности на трелевочных волоках, погрузочных площадках и других элементах лесозаготовительной инфраструктуры, трансформирующих верхние горизонты почв и приводящие к переуплотнению и перемешиванию подстилок, порубочных остатков и минеральных горизонтов почв [12]. На примере сильноминерализованных участков свежих вырубок пихтарников южной тайги Енисейского кряжа (Красноярский край) показаны последствия механизированных лесозаготовок: в первые годы ухудшаются

водно-физические свойства почв, снижаются запасы гумуса и доступных форм питательных элементов, происходит резкое изменение активности функционирования микробных комплексов почв и направленности процессов трансформации органического вещества: численность гетеротрофных микроорганизмов почвы снижена в 10–15 раз, а активность почвенных ферментов – в 4–10 раз [5, 26]. Морфологические и физико-химические изменения свойств почв на механически нарушенных участках лесосек могут сохраняться до 100 и более лет [13, 18, 33].

Вырубки и вывоз древесины в зимний период приводят к меньшим нарушениям не только наземного растительного покрова, но и верхних органогенных и органо-минеральных горизонтов почвы [35].

Лесовосстановление пихтовых вырубок южной тайги Енисейского кряжа чаще идет через смену пород (береза), под пологом которой примерно к 20-ти годам формируется подрост темнохвойных пород [6]. В первые годы после рубки роль основного эдификатора ценоза переходит к растениям напочвенного покрова [12]. Увеличивается поступление азота, кальция, магния и других элементов в составе быстро минерализуемых компонентов травянистого и лиственного опада и скорости его вовлечения в биогеохимический цикл. До смыкания крон древостоев лидирующая роль в поступлении растительного опада остается за растениями напочвенного покрова, состав и проективное покрытие которых изменяются в зависимости от микроклиматических условий и типа вырубок [14, 32].

Для ранней диагностики состояния почв при антропогенном или техногенном нарушении и определения критических пределов ее сбалансированного функционирования в настоящее время применяют биологические параметры [26]. Содержание микробной биомассы в почве, ее структуры (соотношение грибов и бактерий) и функциональной активности (базальное дыхание) являются основными параметрами в экологических исследованиях, в том числе и при различных сценариях лесопользования [1, 10, 25, 29, 40].

Цель исследований заключалась в изучении динамики микробной биомассы, соотношения в ней эукариотного и прокариотного компонентов и ее минерализационной активности в почвах вырубок пихтарников южной тайги Енисейского кряжа, находящихся на разных стадиях естественных восстановительных сукцессий растительности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования разновозрастных сплошнолесосечных вырубок проводили в Приенисейской провинции Приангарского понижения Енисейского кряжа [20]. По лесорастительному районированию территория находится в северной части Южно-Приенисейского округа южно-таежных сосновых и темнохвойных лесов [16]. Округ расположен в самой южной части Приенисейской провинции на правобережье р. Енисей, где преобладают полидоминантные спелые и перестойные темнохвойные леса, в основном представленные пихтовыми насаждениями с фрагментами перестойных кедровников. В последние 50 лет леса округа интенсивно эксплуатируются.

Среднегодовая температура воздуха на исследуемой территории изменяется в пределах от минус 2.6 до плюс 0.9°C, средняя температура января – от минус 23.0 до минус 17.0°C, июля – от 16.1 до 19.9°C [28]. Среднегодовое количество осадков достигает 640 мм, около 70% из них выпадает в жидком виде [27]. Мощный снежный покров (90–180 см) предохраняет почвы от глубокого промерзания [9].

Микробиологические исследования почв на вырубках проводили в 2008–2016 гг. на постоянных пробных площадях (**ПП**) (58°27′ N, 93°16′ E) в процессе выполнения комплексных (гидрологических, почвенных, геоботанических, лесоводственных, зоологических) исследований.

Вырубки подбирали для двух сукцессионных серий: с сохранением темнохвойного подроста и без сохранения – с лиственным возобновлением и последующей подпологовой сменой на темнохвойные породы. Возрастной ряд вырубок включал свежие лесосеки, лиственные несомкнувшиеся и сомкнувшиеся молодняки, лиственный и темнохвойный жердняки (35 лет), а также средневозрастные темнохвойные и лиственные насаждения. Для сравнения сукцессионных процессов на вырубках с фоновым состоянием насаждений подобран пихтарник мелкотравно-зеленомошный (табл. 1). Рубку проводили по одной технологии: агрегатными машинами, сплошная, пасеками, зимняя с площадью лесосек 150–200 га.

Изучаемые насаждения формируются на дерново-подзолистых тяжелосуглинистых почвах (Albic Glossic Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)) [19, 34]. Профиль почв четко дифференцирован по генетическим горизонтам: O–AY–EL–BEL–BT–C.

Для микробиологических анализов в конце августа–начале сентября из почвенных прикопок отбирали образцы послойно до 50 см из органогенного горизонта (O), гумусово-аккумулятивного (AY) и минеральных горизонтов (EL(AEL), BEL и BT). Прикопки располагали на пасеках, где влияние лесозаготовительной техники было минимальным.

Отбор почвенных образцов сопровождали определением влажности почвы на момент взятия образцов (термовесовым методом), температуры почвенных слоев (портативным термомет-

Таблица 1. Основные характеристики пробных площадей

№ ПП	Год проведения рубки	Тип сообщества	Состав древостоя*	Мощность подстилки**, см
1	2008	Разнотравно-вейниковый лесной луг с лиственным возобновлением	10Б + ПЕ	6/2.5
2	2003	Березняк кипрейно-вейниково-малинниковый (молодняк)	10Б + ПЕ	5/4
3	1998	Березняк кипрейно-вейниковый (молодняк)	10Б + Ос$Е П_с$**	7/6
4	1978	Березняк вейниково-разнотравный с микрогруппировками зеленых мхов (жердняк)	6Б3П1$П_с$	3/3
5	1950	Осинник с пихтой во втором ярусе разнотравный	10Ос + Б, П8ПЕК	–/2
6	1978	Пихтарник с березой разнотравно-зеленомошный (жердняк)	7П3Б + $П_с$	2.5/2
7	1950	Пихтово-еловый разнотравно-вейниковый	8П2Е + К	–/1.6
Контроль	Более 150	Пихтарник мелкотравно-зеленомошный	10П + КОсБ	1.5/2

* Б – береза; П – пихта; Е – ель; Ос – осина; К – кедр; $П_с$ – сохраненный подрост пихты.
** Данные за 2008/2016 гг. Прочерк – нет данных.

ром Checktemp) и плотности (буром Качинского). Для анализов использовали свежие образцы, хранившиеся при +5°С не более 2–3 недель.

Определяли содержание микробной биомассы ($С_{мик}$) методом субстрат-индуцированного дыхания [1, 36]. В стеклянные флаконы (250 мл) помещали 2 г почвы без корней или 1 г подстилки без крупных растительных остатков, добавляли 0.2 мл глюкозо-минеральной смеси (**ГМС**, мг/мл: глюкоза – 200; K_2HPO_4 – 20; $(NH_4)_2SO_4$ – 20), герметично закрывали резиновыми пробками и инкубировали при 22°С в течение 3–4 ч, что соответствует лаг-периоду роста микробной популяции [1]. $С_{мик}$ определяли путем пересчета скорости субстрат-индуцированного дыхания (**СИД**) по формуле [36]:

$$С_{мик}\,(\text{мкг С/г почвы}) = (\text{мкл } CO_2/(\text{г почвы ч}))\,40.04 + 0.37.$$

Базальное дыхание (**БД**) почвы измеряли по скорости выделения CO_2 почвой за 24 ч инкубации при 25°С [1]. Определение CO_2 проводили хроматографически, как описано для определения СИД, только вместо раствора ГМС вносили воду. Интенсивность базального дыхания выражали в мкг CO_2–С/(г ч).

БД и СИД определяли по разности концентраций CO_2 в начале и конце инкубации при помощи газового хроматографа Agilent Technologies 6890N, снабженного пламенно-ионизационным детектором и метанатором (Hewlett-Packard, США). Во время анализа использовали колонку Supelco 10182004 из нержавеющей стали с внутренним диаметром 3.175 мм, длиной 1828.8 мм. Адсорбент – 80/100 Porapak Q. Рабочие параметры хроматографа Agilent 6890N: температура термостата колонки – 80°С, поток газа-носителя (гелия) – 20 мл/мин. Режим работы пламенно-ионизационного детектора: температура детектора – 300°С, температура заднего порта – 375°С, поток водорода – 30 мл/мин, поток воздуха – 400 мл/мин. Объем вводимой газовой пробы 5 мл.

Для разделения вклада грибов и бактерий в микробную биомассу применяли метод селективного ингибирования [3, 30], основанный на угнетении СИД грибов или бактерий под действием селективных антибиотиков [39]. Оценку грибного и бактериального СИД проводили в образцах почв, отобранных на вырубках в 2016 г. и прошедших предварительную инкубацию в течение 5 суток [3, 29]. Стрептомицина сульфат (водный раствор) и циклогексимид (порошок с тальком в соотношении 1 : 2) вносили в почву по отдельности и вместе, добавляли ГМС и измеряли СИД. Циклогексимид (фунгицид) в различных концентрациях добавляли в почву за 4 ч до внесения глюкозы, а стрептомицин (бактерицид) – за 0.5 ч. При совместном внесении антибиотиков циклогексимид инкубировали с почвой 4 ч, затем добавляли стрептомицин и через 0.5 ч вносили глюкозу. Образец почвы, в который была внесена только глюкоза с тальком, служил контролем [30].

Коэффициент перекрывания активности антибиотиков (**ПАА**) или дополнительного ингибирования рассчитывали по уравнению:

$$ПАА = [(A - B) + (A - C)]/(A - D),$$

где A – дыхание (выделение CO_2) почвы с глюкозой, B – дыхание почвы с глюкозой и фунгици-

дом, C – дыхание почвы с глюкозой и бактерицидом, D – дыхание почвы с глюкозой, бактерицидом и фунгицидом [30, 39]. Если ПАА = 1 ± 0.08, то это указывает на отсутствие антибиотического действия на нецелевые микроорганизмы и антагонистического влияния одного антибиотика на другой. Если ПАА > 1, то индуцируется перекрывающееся антибиотическое действие, что указывает на низкую достоверность определения соотношения грибов и бактерий; ПАА < 1 – свидетельствует о наличии антагонистического эффекта.

Соотношение грибного и бактериального вкладов в СИД определяли по формулам:

$$Г = (A - B)/(A - D) \times 100\%,$$

$$Б = (A - C)/(A - D) \times 100\%$$

при условии, что A – [(A – B) + (A – C)] = D ± 5–8% [24, 30].

Рассчитывали запас углерода микробной биомассы $C_{мик}$ (г C/м^3) и микробное продуцирование CO_2 (мг CO_2–C/(м^3 ч)) в исследуемых горизонтах почвы как произведение содержания $C_{мик}$ (г/г почвы) или интенсивности БД (мг/г почвы), плотности почвы (ρ, г/см^3) и объема почвы в данном слое (V, м^3). Суммарные запасы $C_{мик}$ и общее микробное продуцирование CO_2 в профиле почв получали суммированием полученных данных для каждого исследуемого горизонта (до 50 см) [29, 31].

Все определения выполняли в трех повторностях и рассчитывали стандартное отклонение от среднего.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание углерода микробной биомассы и интенсивность базального дыхания в почвах разновозрастных вырубок

Морфологическое строение и основные свойства дерново-подзолистой почвы изучаемого мелкотравно-зеленомошного пихтарника типичны для дерново-глубокоподзолистых почв, господствующих в Приангарском районе Енисейского кряжа [11]. Почвы кислые (pH 4.7–4.4), содержание гумуса в горизонте AY достигает 6.7%, постепенно снижаясь до 5% в гор. AYel и 2% в горизонте EL на глубине 30 см. Аналогично гумусу по профилю распределяется валовой азот, наибольшее его содержание (545 мг/100 г) обнаружено в подстилке, при переходе к горизонту AY – сокращается в 2 раза. Гумус слабо обогащен азотом, отношение C/N для горизонта AY не меньше 15, в горизонте EL – 16–20 [34]. В почвенном профиле контрольного пихтарника отмечена низкая годовая вариабельность динамики содержания углерода микробной биомассы: в подстилке $C_{мик}$ достигало 2960–3180 мкг C/г, в горизонте AY – 1100–1260 мкг C/г и снижалось в горизонте AYel до 280–320 мкг C/г (рис. 1).

Наибольшая динамичность содержания $C_{мик}$ за 8-летний период обнаружена в подстилке и минеральных горизонтах почвы свежей вырубки и хвойного жердняка. В первый год после вырубки пихтарников снижается содержание $C_{мик}$ в подстилке на 55% и гумусово-аккумулятивном горизонте дерново-подзолистой почвы на 10%, при этом интенсивность базального дыхания не изменяется. На травянистой стадии за 8-летний период лесовосстановления содержание $C_{мик}$ увеличилось в 2.3 раза и достигло контроля к стадии молодняка, тогда как в горизонте AY за 8 лет увеличилось на 30% и составило 1340 мкг C/г, что на 13% выше контроля.

В несомкнувшемся молодняке (ПП 2) за 8-летний период развития фитоценозов и подроста березы к стадии сомкнутых молодняков отмечено незначительное снижение $C_{мик}$ в разных почвенных горизонтах. В процессе смыкания крон березового молодняка (ПП 3) за 8-летний период отмечено снижение $C_{мик}$ с 5600 до 3550 мкг C/г в подстилке и возрастание $C_{мик}$ до 1320 мкг C/г в гумусово-аккумулятивном горизонте. При смыкании древесных крон снижается количество поступающего растительного опада, изменяются гидротермические условия почв. Биотрансформация подстилки и рыхлой дернины обусловливает аккумуляцию гумуса в верхней части минерального профиля, мощность горизонта AY достигает 6 см, содержание гумуса повышается до 9% [34]. В пихтовом жердняке (ПП 6) за 8 лет сукцессии растительности уровень микробной биомассы сократился на 20% в подстилке и в 2 раза в гумусово-аккумулятивном горизонте AY и сравним с контролем. В этом же горизонте почвы лиственного жердняка (ПП 4) $C_{мик}$ уменьшается на 15% за 8 лет сукцессии, тогда как в других горизонтах почвы возрастает на 10%. В целом в почве лиственного жердняка отмечено наибольшее содержание $C_{мик}$ – 6800 и 2000 мкг C/г в подстилке и горизонте AY соответственно, что в 2 и более раз выше контроля.

Таким образом, уровень микробной биомассы в подстилке и в гумусово-аккумулятивном горизонте дерново-подзолистой почвы лиственной сукцессионной серии превышает контроль на травянистой вырубке (ПП 1), сомкнувшемся молодняке (ПП 3), жердняке (ПП 4), а также в средневозрастном лиственном насаждении с темнохвойным подростом (ПП 5).

Интенсивность базального дыхания в почве разновозрастных вырубок за 8-летний период варьировала больше, чем $C_{мик}$. Максимальный рост интенсивности БД за 8-летний период обнаружен на травянистой стадии вырубки (ПП 1), где вели-

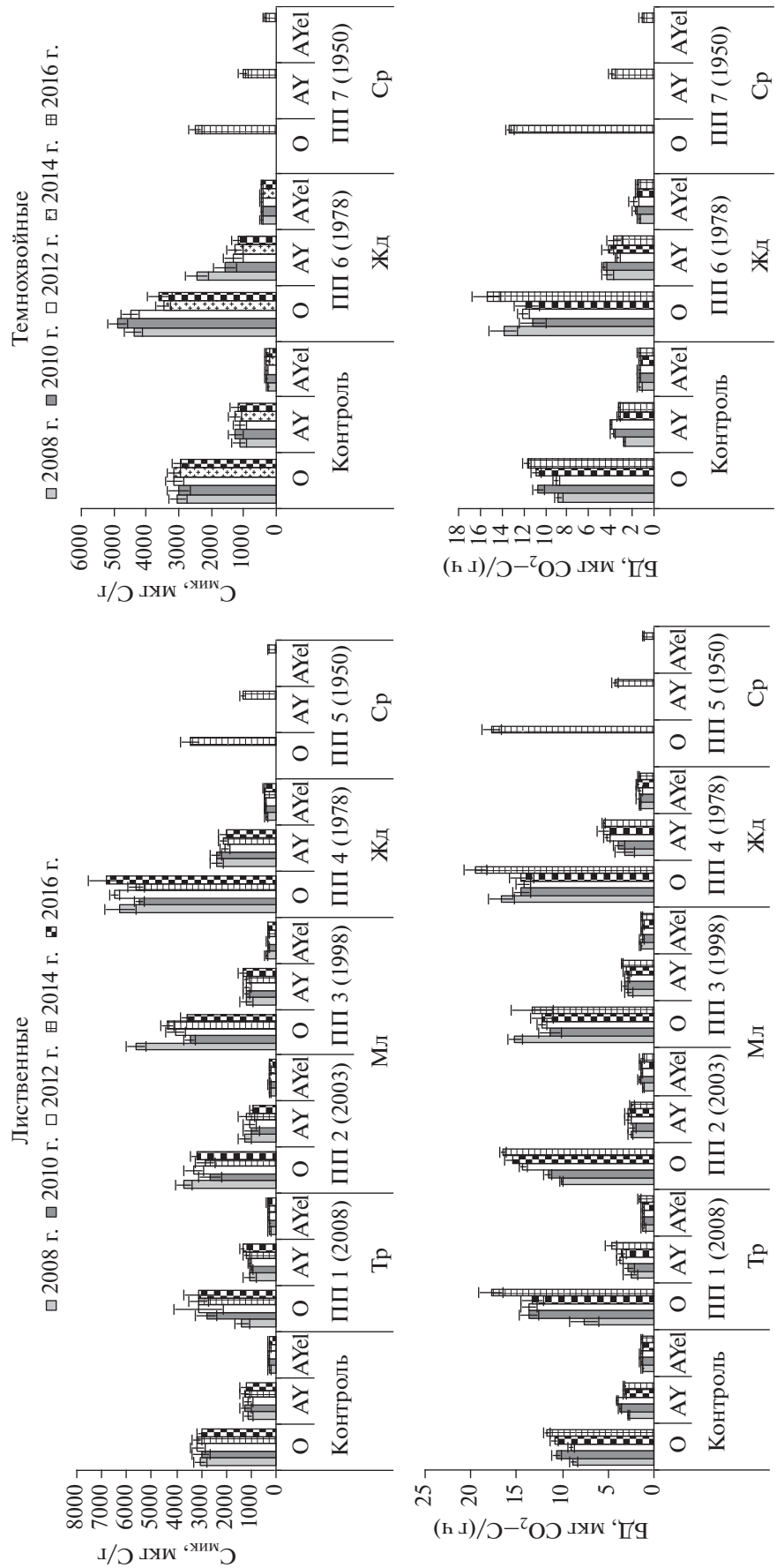


Рис. 1. Динамика содержания углерода микробной биомассы и интенсивности базального дыхания в дерново-подзолистой почве вырубок со сменой хвойной породы на лиственные и без смены – темнохвойные. Здесь и далее по оси *X* указан ПП (год проведения рубки). Стадии сукцессии: Тр – травянистая; Мл – молодняки; Жд – жердняки; Ср – средневозрастные.

чина БД в подстилке и в горизонте AY возрастала более, чем в 2 раза и достигла 17.8 и 4.7 мкг CO_2–C/(г ч) соответственно. Это связано с интенсивной минерализацией травянистого и лиственного опада, что также отмечено для почв молодых вырубок [34, 42, 44, 45]. В подстилке несомкнувшегося молодняка (ПП 2) интенсивность БД за 8-летний сукцессии к стадии сомкнутых молодняков возросла на 60% и осталась без изменения в нижележащих горизонтах почвы. В подстилке сомкнувшегося молодняка (ПП 3) величина БД несколько снижается, тогда как в горизонте AY незначительно увеличивается. В лиственном жердняке (ПП 4) интенсивность БД также повышается к 2016 г., особенно заметно в горизонте AY – на 70%, достигая максимальной величины 5.5 мкг CO_2–C/(г ч), что в 1.7 раз выше контроля.

Таким образом, наибольшая скорость БД в 2016 г. отмечена в подстилке 8-летней вырубки (ПП 1), лиственного жердняка (ПП 4) и средневозрастного осинника с темнохвойным подростом (ПП 5). При прямом возобновлении темнохвойных пород (ПП 6, 7), БД ниже и сравнимо с контролем.

Величины $C_{мик}$ и БД тесно коррелировали с влажностью почв вырубок ($R = 0.79–0.84$), имели слабую корреляцию с температурой почв ($R = 0.34–0.49$).

Рост уровня микробной биомассы и интенсивности БД в подстилках сукцессионной серии вырубок, восстанавливающихся через смену породы на производные березняки, имел логарифмический тренд от свежей вырубки к стадии жердняка и экспоненциальный – в гумусово-аккумулятивном горизонте дерново-подзолистой почвы для $C_{мик}$, где интенсивность БД возрастала линейно (рис. 2). В нижележащем почвенном горизонте тенденция увеличения рассматриваемых параметров выражена не отчетливо. В средневозрастных лиственных насаждениях с темнохвойным подростом названные параметры имели тенденцию к снижению.

В целом по уровню содержания $C_{мик}$ и интенсивности БД почвы пихтового жердняка и средневозрастного елово-пихтового леса наиболее приближены к контрольному мелкотравно-зеленомошному пихтарнику. На вырубках, восстановительная сукцессия которых идет со сменой на производные березняки, преобладают дерновые процессы, отмечается значительное повышение содержания $C_{мик}$ и скорости БД, поскольку увеличивается напряженность минерализационных процессов при изменении гидротермических условий почвы вырубок и смене хвойного на лиственный опады [4, 7, 12, 22, 26, 38]. Известно, что опад лиственных пород и травянистых растений гораздо богаче зольными элементами и азотом, чем хвоя, что способствует быстрой минерализации и вовлечению в биотический круговорот [7, 45]. Изменение качества и количества растительного опада на вырубках, восстанавливающихся лиственными породами, приводит к снижению кислотности (pH 5.2–6), увеличению содержания гумуса на 50% в горизонте AY почвы на стадии жердняка, где оно достигало 10.2%. Также на стадии жердняка в 3 раза повышается содержание валового азота, при этом доля легкоминерализуемой фракции азота снижается, что является результатом интенсивной минерализации его компонентов [34].

Соотношение эукариотных и прокариотных микроорганизмов в общем $C_{мик}$ в почвах вырубок

Для определения доли грибов и бактерий в составе активной микробной биомассы почвы применяли метод селективного ингибирования антибиотиками [39]. Ранее отмечено, что в почвах экосистем с высоким содержанием микробной биомассы необходимо применение высоких доз антибиотиков [3, 24, 30], поэтому в предварительных экспериментах по подбору оптимальных доз антибиотиков использовали концентрации циклогексимида от 30 до 60 мг/г, а стрептомицина – от 10 до 20 мг/г. Оптимальные концентрации антибиотиков, при которых достигалось максимальное снижение СИД и ПАА = 1 ± 8%, составляли для циклогексимида 40 мг/г (49–68% подавления общего СИД) и стрептомицина – 20 мг/г (13–29% подавления общего СИД). При совместном внесении использовали концентрацию циклогексимида 30 мг/г и стрептомицина 20 мг/г.

В гумусово-аккумулятивном горизонте почв исследованного сукцессионного ряда вырубок пихтарников обнаружен доминантный вклад грибов (73–83%) в общее СИД, тогда как на долю бактериального СИД приходилось 19–35% (табл. 2). Уменьшение величины СИД почв при последовательном внесении двух антибиотиков достигало 66–85% от контроля, что укладывается в диапазон ранее установленных величин [2, 24, 29, 30, 39].

Вклад грибов в общее СИД лесных почв европейской территории России разных растительных подзон для верхнего минерального горизонта составил 52–99% [29]. Было показано, что доля грибов в гумусовом горизонте (0–10 см) естественных экосистем составила 60, 81, 70 и 95%, для дерново-подзолистой (лес), серой лесной (лес), чернозема (целина) и каштановой (залежь) почв соответственно [2, 25, 30]. Другими авторами показано, что на долю грибного дыхания в пахотных, луговых и лесных почвах приходится в среднем 61–65% [43].

Обнаружена тенденция снижения доли грибного СИД в ряду лесовосстановления вырубок через смену на производные березняки: в почве

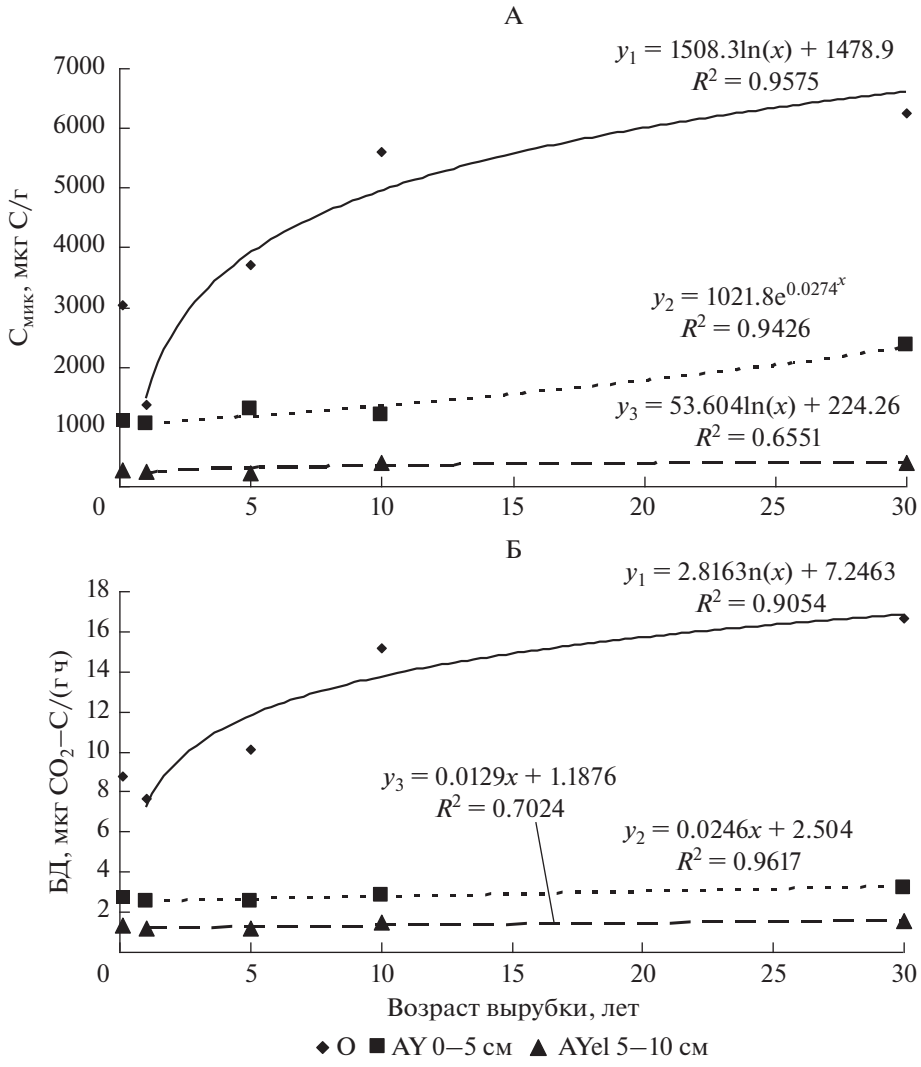


Рис. 2. Рост содержания $C_{мик}$ (А) и интенсивности БД (Б) в почве разновозрастных вырубок, восстанавливающихся через смену пихты на производные березняки. На оси *Y* указаны контрольные значения.

8-летней вырубки на травянистой стадии с подростом березы доля грибов снижалась до 76% против 81% на контроле и составляла 73% на стадии жердняка, тогда как в средневозрастном лиственном насаждении с темнохвойным подростом достигала почти 78%. В почве темнохвойных вырубок на стадии жердняка и средневозрастного насаждения составляла 80–83%.

На основании полученного долевого вклада грибов и бактерий в общее СИД рассчитано соответственно грибное и бактериальное $C_{мик}$ (рис. 3А). Содержание грибного $C_{мик}$ в гумусово-аккумулятивном горизонте дерново-подзолистой почвы контрольного пихтарника составляло 960 мкг С/г и увеличивалось до 1020–1450 мкг С/г на вырубках всех сукцессионных стадий лиственного возобновления, достигая максимума в лиственном жердняке. В темнохвойном жердняке и средневозрастном насаждении этот показатель сравним с контролем. Содержание бактериального $C_{мик}$ варьировало больше (195–650 мкг С/г) и составляло 250 мкг С/г в горизонте AY контрольного пихтарника, увеличиваясь в 1.5–3 раза на разных стадиях лиственного возобновления и приближена к контролю – в темнохвойной серии.

В горизонте AY дерново-подзолистой почвы вырубок на травянистой стадии, молодняках и лиственных жердняках происходит снижение отношения биомассы $C_{грибы}/C_{бактерии}$ до 2.2–2.6 против 3.9 в почве контрольного пихтарника. В средневозрастном темнохвойном насаждении (ПП 7) отношение $C_{грибы}/C_{бактерии}$ превышает контроль и достигает 4.4. Доминирование грибной микрофлоры и увеличение соотношения грибы : бактерии в почве хвойных лесов отмечено ранее и свя-

Таблица 2. Вклад грибов и бактерий в субстрат-индуцированное дыхание гумусово-аккумулятивного горизонта дерново-подзолистой почвы вырубок разных сукцессионных стадий

№ ПП	Стадия сукцессии*	Грибы, %	Бактерии, %	Ц + С**, %	ПАА***	$\frac{C_{грибов}}{C_{бактерий}}$
Контроль		81 ± 1.5	21 ± 1	73 ± 2	1.02	3.9
1	Тр	76 ± 4	30 ± 2	66 ± 3	1.07	2.6
3	Мл	77 ± 4	35 ± 3	75 ± 3	1.12	2.3
4	Жд	73 ± 5	36 ± 3	80 ± 4	1.09	2.2
6		80 ± 3	31 ± 1	85 ± 3	1.11	2.6
5	Ср	78 ± 3	27 ± 2	68 ± 2	1.05	2.9
7		83 ± 2	19 ± 1	67 ± 1	1.02	4.4

* Обозначения см. рис. 1.
** Циклогексимид + стрептомицин.
*** Коэффициент перекрывания активности антибиотиков.

зано с преобладанием в опаде бактерицидных веществ и кислых субстратов [29, 37]. На отношение грибы : бактерии влияет кислотность почв [24, 46], а также сочетание кислотности почв и растительного опада [41].

На основе вклада грибного и бактериального в общее СИД было дифференцировано грибное и бактериальное продуцирование CO_2 гумусовым горизонтом дерново-подзолистых почв вырубок (рис. 3Б). Вклад грибов в общее микробное продуцирование CO_2 был наибольшим в почве на травянистой стадии вырубки и лиственного жердняка, тогда как в темнохвойных жердняке и средневозрастных насаждениях – приближены к контролю.

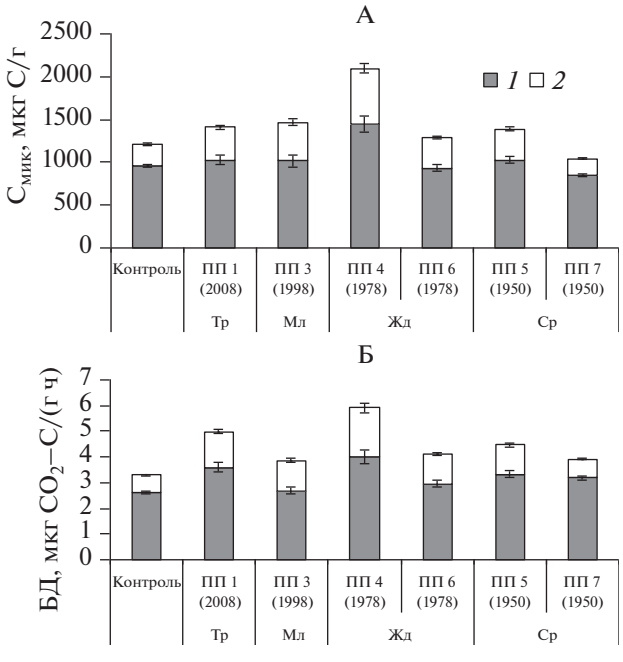


Рис. 3. Вклад грибов (*1*) и бактерий (*2*) в $C_{мик}$ (А) и БД (Б) гумусово-аккумулятивного горизонта дерново-подзолистой почвы разновозрастных вырубок.

Запасы углерода микробной биомассы и микробное продуцирование CO_2 в профиле почв вырубок

Запас микробной биомассы примерно одинаков в разных минеральных горизонтах почвенного профиля дерново-подзолистой почвы контрольного пихтарника мелкотравно-зеленомошного (29.6–30.8 г С/м^3), тогда как максимум микробного продуцирования CO_2 приходится на наиболее мощный элювиальный горизонт EL–BEL (рис. 4).

Наименьший вклад (не более 2–3%) в профильные запасы $C_{мик}$ и микробной продукции CO_2 вносила подстилка контрольного пихтарника, несмотря на максимальное содержание в ней $C_{мик}$ и скорости БД, что связано как с низкой плотностью растительных подстилок, так и их маломощностью. Суммарные запасы углерода микробной биомассы и общее продуцирование CO_2 в профиле до 50 см дерново-подзолистой почвы пихтарника составляли 91 г С/м^3 и 300 мг CO_2–С/(м^3 ч), что несколько ниже, чем в дерново-подзолистых почвах светлохвойных лесов Средней Сибири [8] и в 2–10 раз ниже, чем в дерново-подзолистых и серых лесных почвах в разных типах южно- и среднетаежных лесов европейской части России [10, 29, 31], что является следствием как меньшей мощности гумусового горизонта, так и влиянием климатических особенностей региона.

Для разных сукцессионных серий восстановления растительности на вырубках характерна определенная трансформация профильного распределения запасов $C_{мик}$ и микробной продукции углекислого газа (рис. 4). На 8-летней вырубке на травянистой стадии лиственного возобновления (ПП 1) изменений в профильных запасах $C_{мик}$ не

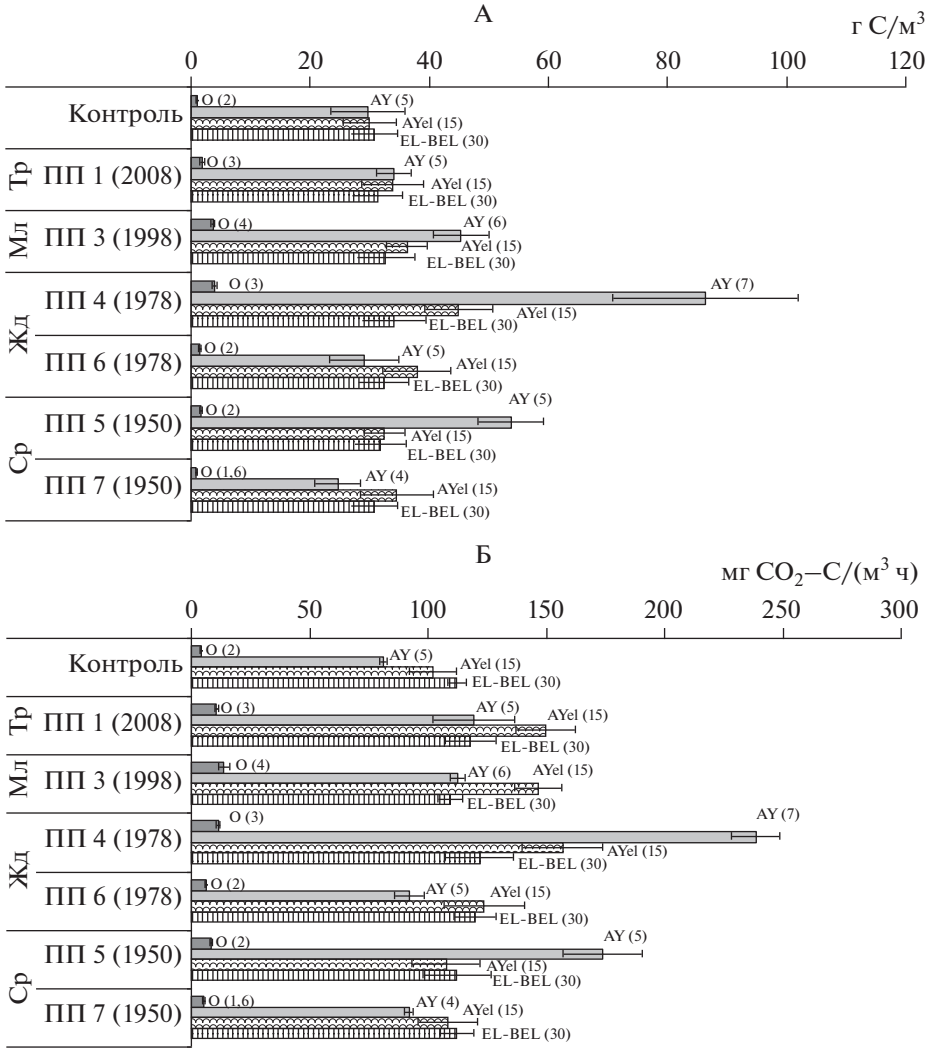


Рис. 4. Запасы углерода микробной биомассы (А) и микробное продуцирование CO_2 (Б) разных горизонтов (мощность, см) дерново-подзолистой почвой вырубок лиственной (ПП 1, 3, 4, 5) и темнохвойной (ПП 6, 7) сукцессионных серий.

выявлено, но микробная продукция CO_2 подстилки возрастала более, чем в 2 раза, а в горизонтах AY, AYel увеличивалась почти на 50% от контроля и достигала 120–150 мг CO_2–C/(м^3 ч). В подстилке сомкнутого березового молодняка (ПП 3) запас $C_{мик}$ больше контроля почти в 4 раза, а его вклад в суммарные запасы почвенного профиля достигает 12%. Микробное продуцирование углекислого газа подстилкой молодняка также выше контроля в 3.5 раза. Запас $C_{мик}$ в горизонтах AY, AYel увеличивается до 36–45 г С/м^3, что на 20–50% больше контроля, а продуцирование CO_2 выше контроля на 40%. Максимальное увеличение запаса $C_{мик}$ и продукции CO_2 (в 2–4 раза от контроля) наблюдается в профиле дерново-подзолистой почвы лиственного жердняка (ПП 4), при этом наибольшее увеличение приходится на гумусово-аккумулятивный горизонт, где названные величины достигали 86 г С/м^3 и 240 мг CO_2–C/(м^3 ч), что составляло 45–50% от общего запаса $C_{мик}$ и продукции CO_2 на весь рассматриваемый профиль почвы. В средневозрастном лиственном насаждении (ПП 5) запас $C_{мик}$ выше контроля на 80% в горизонте AY, тогда как в других почвенных горизонтах увеличен незначительно. В свою очередь микробная продукция CO_2 подстилкой и горизонтом AY осиново-березового насаждения выше контроля более, чем в 2 раза и достигала 8.5 и 180 мг CO_2–C/(м^3 ч).

В темнохвойных жердняке и средневозрастном насаждении изменений в профильном распределении запаса $C_{мик}$ и микробной продукции CO_2 не наблюдалось, отмечено незначительное повышение продукции CO_2 разными горизонтами пихтового жердняка относительно контроля.

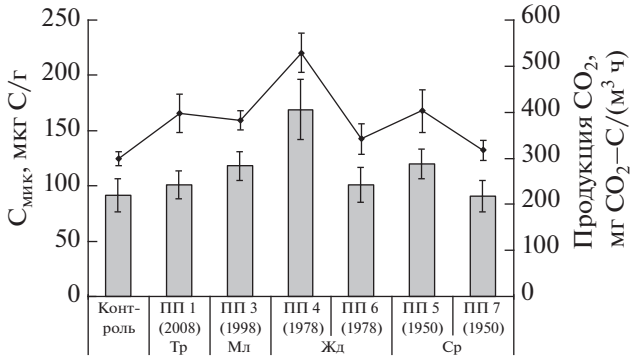


Рис. 5. Суммарные запасы углерода микробной биомассы и общее микробное продуцирование CO_2 в профиле до 50 см дерново-подзолистой почвы вырубок лиственной (ПП 1, 3, 4, 5) и темнохвойной (6, 7) сукцессионных серий.

Суммарные запасы углерода микробной биомассы и общая микробная продукция CO_2 в профиле до 50 см дерново-подзолистой почвы увеличивались при лиственном возобновлении, достигая максимальных величин в березовом жердняке (170 г С/м^3 и 530 мг CO_2–С/(м^3 ч)), что выше контроля на 80–85% (рис. 5). В профиле почвы средневозрастного лиственного насаждения с темнохвойным подростом общие запасы $C_{мик}$ и продукции CO_2 снижаются, но остаются выше контроля на 30–35%. При темнохвойном возобновлении суммарные запасы $C_{мик}$ и микробной продукции CO_2 находятся на уровне контроля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В дерново-подзолистой почве контрольного пихтарника мелкотравно-зеленомошного содержание $C_{мик}$ в подстилке достигало 2960–3180, в горизонте AY – 1100–1260 и AYel – 280–320 мкг С/г; интенсивность БД соответственно варьировала больше 8.8–11.7, 2.8–4.0, 1.2–1.4 мкг CO_2–С/(г ч). В первый год после вырубки пихтарников снижается содержание $C_{мик}$ в подстилке на 55% и гумусово-аккумулятивном горизонте дерново-подзолистой почвы на 10%, при этом интенсивность базального дыхания не изменяется. В верхних органо-минеральных горизонтах дерново-подзолистой почвы сукцессионной серии вырубок, восстанавливающихся через смену пихтарников на производные березняки, отмечен рост содержания $C_{мик}$ и интенсивности БД от свежей вырубки к стадии жердняка. На травянистой стадии лесовосстановительных послерубочных сукцессий растительности в горизонте AY увеличивается $C_{мик}$ до 1336 мкг С/г и БД до 4.7 мкг CO_2–С/(г ч), на 30% возрастает общая микробная продукция CO_2 в профиле дерново-подзолистой почвы. На стадии лиственных жердняков значительно увеличиваются мощность гумусово-аккумулятивного горизонта, содержание в нем азота и гумуса, что коррелирует с содержанием $C_{мик}$ и БД, достигающими максимальных величин (2000–2380 мкг С/г и 3.2–5.5 мкг CO_2–С/(г ч)). В почвенном профиле лиственного жердняка наиболее высокие общие запасы $C_{мик}$ (170 г С/м^3) и микробная продукция CO_2 (528 мг CO_2–С/(м^3 ч)), превышающие контроль на 80–85%. В гумусово-аккумулятивном горизонте почв вырубок пихтарников доминировал вклад грибов (73–83%) в общее СИД. Для производных березняков отмечена тенденция снижения как доли грибного СИД, так и отношения $C_{грибы}/C_{бактерии}$ по сравнению с контролем, однако абсолютное содержание грибного $C_{мик}$ увеличивалось на 10–50%, достигая максимума в почве лиственного жердняка (1450 мкг С/г). В горизонте AY темнохвойных жердняка и средневозрастного насаждения доля грибов и содержание грибного $C_{мик}$ сравнимы с контролем. В средневозрастных лиственных насаждениях с темнохвойным подростом все рассматриваемые параметры микробных комплексов снижаются, но продолжают превышать контроль. В профиле дерново-подзолистой почвы лесовосстановительной серии без смены пород за 8-летний период отмечен тренд снижения $C_{мик}$ и БД и уже на стадии пихтового жердняка приближение всех эколого-функциональных параметров микробного комплекса к контрольному мелкотравно-зеленомошному пихтарнику. Следовательно, лиственное лесовозобновление на вырубках пихтовой формации на 30–40 лет создает благоприятные условия для увеличения почвенного плодородия и создает ландшафтное биоразнообразие.

Выявленные закономерности сукцессий микробного комплекса в процессе лесовозобновления на вырубках темнохвойных насаждений южной тайги Средней Сибири могут использоваться при экспертной оценке лесорастительных условий почв вырубок, при решении вопросов контроля и прогноза состояния лесных экосистем при антропогенном и техногенном воздействии, а также при проведении разного рода лесохозяйственных мероприятий.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность за отбор почвенных образцов к.б.н., с.н.с. Р.Т. Мурзакматову и к.б.н., н.с. С.В. Жила.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках базового проекта (АААА-А17-117101940014-9).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д.* Микробиологические аспекты самоочищения и устойчивости почв. М.: Наука, 2003. 222 с.
2. *Ананьева Н.Д., Полянская Л.М., Стольникова Е.В., Звягинцев Д.Г.* Соотношение биомассы грибов и бактерий в профиле лесных почв // Изв. РАН. Сер. биол. 2010. № 3. С. 308–317.
3. *Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Чернова О.В., Чернов И.Ю., Макарова О.Л.* Соотношение грибов и бактерий в биомассе разных типов почв, определяемое селективным ингибированием // Микробиология. 2006. Т. 75. № 6. С. 807–813.
4. *Аристовская Т.В.* Микробиология процессов почвообразования. Л.: Наука, 1980. 187 с.
5. *Бабинцева Р.М., Горбачев В.Н., Сорокин Н.Д.* Экологические аспекты лесовосстановления при современных лесозаготовках // Лесоведение. 1984. № 5. С. 19–25.
6. *Батура И.В., Батура А.В.* Лесовосстановление пихтовых вырубок южной тайги в лесорастительных условиях Енисейского кряжа // Лесная таксация и лесоустройство. 2005. № 2(35). С. 78–81.
7. *Бахмет О.Н., Медведева М.В.* Изменение свойств почв Карелии в процессе искусственного лесовосстановления // Лесоведение. 2013. № 3. С. 38–45.
8. *Богородская А.В., Кукавская Е.А.* Состояние микробных сообществ в почвах лиственных и светлохвойных лесов Средней Сибири после рубок и пожаров // Лесоведение. 2016. № 5. С. 383–396.
9. *Буренина Т.А., Шишикин А.С., Онучин А.А.* Снежный покров на вырубках разных лет в пихтово-кедровых лесах Енисейского кряжа // Лесоведение. 2013. № 6. С. 26–36.
10. *Гавриленко Е.Г., Ананьева Н.Д., Макаров О.А.* Оценка качества почв разных экосистем // Почвоведение. 2013. № 12. С. 1505–1515.
11. *Горбачев В.Н., Попова Э.П.* Почвенный покров южной тайги Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 223 с.
12. *Дымов А.А.* Влияние сплошных рубок в Бореальных лесах России на почвы // Почвоведение. 2017. № 7. С. 787–798.
13. *Дымов А.А.* Изменение почв в процессе естественного лесовостановления (на примере подзолов средней тайги, сформированных на двучленных отложениях). Автореф. дис. ... канд. биол. н. Сыктывкар, 2007. 17 с.
14. *Дымов А.А., Милановский Е.Ю.* Изменение органического вещества таежных почв в процессе естественного возобновления растительности после рубок (средняя тайга Республики Коми) // Почвоведение. 2014. № 1. С. 39–47.
15. *Дымов А.А.* Почвы механически нарушенных участков лесосек средней тайги Республики Коми // Лесоведение. 2018. № 2. С. 130–142.
16. *Жуков А.Б., Коротков И.А., Кутафьев В.П., Назимова Д.И., Реган С.П., Савин Е.Н., Чередникова Ю.С.* Леса красноярского края // Леса СССР. М.: Наука, 1969. Т. 4. С. 248–321.
17. *Иванов В.В.* Экологические последствия механизированных лесозаготовок в южной тайге Красноярского края // Лесоведение. 2005. № 2. С. 3–8.
18. *Исаченкова Л.Б.* Изменение свойств дерново-подзолистых почв в сукцессионных рядах восстановления широколиственно-хвойных лесов (на примере юго-западного Подмосковья). Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М., 2007. 24 с.
19. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
20. *Козловская С.Ф.* Енисейский кряж // Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 46–53.
21. *Краснощеков Ю.Н., Сорокин Н.Д.* Почвенно-экологические изменения на вырубках и гарях Восточного Хэнтэя (МНР) // Почвоведение. 1988. № 1. С. 117–127.
22. *Медведева М.В., Кудинова Ю.С.* Изменение биологической активности почв в процессе естественного лесовосстановления соснового древостоя // Вестник Поволжского государственного технологического университета. Сер.: Лес. Экология. Природопользование. 2017. № 1(33). С. 17–25.
23. *Орфанитский Ю.А., Орфанитская В.Г.* Почвенные условия таежных вырубок. М.: Наука, 1971. 96 с.
24. *Приходько В.Е., Сиземская М.Л.* Базальное дыхание и состав микробной биомассы целинных, агро- и лесомелиорированных полупустынных почв Северного Прикаспия // Почвоведение. 2015. № 8. С. 974–983.
25. *Полянская Л.М., Звягинцев Д.Г.* Содержание и структура микробной биомассы как показатели экологического состояния почв // Почвоведение. 2005. № 6. С. 706–714.
26. *Сорокин Н.Д.* Микробиологическая диагностика лесорастительного состояния почв Средней Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 222 с.
27. Справочник по климату СССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1969. Вып. 21. Ч. IV. 404 с.
28. Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1967. Вып. 21. Ч. II. 504 с.
29. *Стольникова Е.В., Ананьева Н.Д., Чернова О.В.* Микробная биомасса, ее активность и структура в почвах старовозрастных лесов Европейской территории России // Почвоведение. 2011. № 4. С. 479–494.
30. *Сусьян Е.А., Ананьева Н.Д., Благодатская Е.В.* Разделение грибного и бактериального субстрат-индуцированного дыхания с использованием антибиотиков в почвах разных экосистем // Микробиология. 2005. Т. 74. № 3. С. 394–400.
31. *Сусьян Е.А., Ананьева Н.Д., Гавриленко Е.Г., Чернова О.В., Бобровский М.В.* Углерод микробной биомассы в профиле лесных почв южной тайги // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1233–1240.

32. *Титарев Р.П.* Особенности восстановления почвенных свойств и растительности на сплошных вырубках в подзоне южной тайги (на примере Боровинского лесничества Калужской области). Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 2009. 26 с.
33. *Тощева Г.П.* Изменение почвенного покрова на вырубках ельников южной тайги. Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 1988. 24 с.
34. *Трефилова О.В., Ефимов Д.Ю.* Изменение растительного покрова почв при естественном зарастании вырубок пихтарников Енисейского кряжа // Почвоведение. 2015. № 8. С. 910–920.
35. *Уланова Н.Г.* Механизмы сукцессий растительности сплошных вырубок в ельниках Южной тайги // Актуальные проблемы геоботаники. Мат-лы III Всерос. школы-конф. 24–28 сентября 2007. Петрозаводск: Изд-во КарНЦРАН, 2007. С. 199–211.
36. *Anderson J.P.E., Domsch K.H.* A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. 10. P. 314–322.
37. *Baath E., Anderson T.-H.* Comparison of soil fungal/bacterial ratios in a pH gradient using physiological and PLFA_based techniques // Soil Biol. Biochem. 2003. 7. P. 955–963.
38. *Baath E., Frostegard A., Pennanen T., Fritze H.* Microbial community structure and pH response in relation to soil organic matter quality in wood-ash fertilized, clear-cut or burned coniferous forest soils // Soil Biol. Biochem. 1995. 25. P. 229–240.
39. *Bailey V.L., Smith J.L., Bolton H.* Fungal-to-bacterial biomass ratios in soils investigated for enhanced carbon sequestration // Soil Biol. Biochem. 2002. V. 34. P. 997–1007.
40. *Bastida F., Monero J.L.A., Hernandez T., Garcia C.* Past, present and future of soil quality indices: a biological perspective // Geoderma. 2008. V. 147. P. 159–171.
41. *Blagodatskaya E.V., Anderson T.-H.* Interactive effects of pH and substrate quality on the fungal-bacterial ration and qCO_2 of microbial communities in forest soil // Soil Biol. Biochem. 1998. V. 30. P. 1269–1274.
42. *Chauvat M., Zaitsev A.S., Wolters V.* Successional changes of Collembola and soil microbiota during forest rotation // Oecologia. 2003. V. 137. P. 269–276.
43. *Joergensen R.G., Wichern F.* Quantitative assessment of the fungal contribution to microbial tissue in soil // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40. № 3. P. 2977–2991.
44. *Pietikainen J., Fritze H.* Clear-cutting and prescribed burning in coniferous forest: comparison of effects on soil fungal and total microbial biomass, respiration activity and nitrification // Soil Biol. Biochem. 1995. V. 27. P. 101–109.
45. *Thiffault E., Hannam K.D., Quideau S.A., Pare D., Belanger N., Oh S.-W., Munson A.D.* Chemical composition of forest floor and consequences for nutrient availability after wildfire and harvesting in the boreal forest // Plant Soil. 2008. V. 308. P. 37–53.
46. *Velvis H.* Evaluation of the selective respiratory inhibition method for measuring the ratio of fungal: bacterial activity in acid agricultural soils // Biol. Fertil. Soils. 1997. V. 25. P. 354–360.

Dynamics of Microbial Biomass, its Structure and Functional Activity in Soils of Restored Felled Areas in Fir Forests of the Yenisei Ridge

A. V. Bogorodskaya[1], * and A. S. Shishikin[1]

[1]Institute of Forest Sukachev Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Krasnoyarsk, 660036 Russia
**e-mail: anbog@ksc.krasn.ru*

The dynamics of microbial biomass, its structure and functional activity in soils of felling areas in southern taiga fir forests have been studied; they represented different stages of natural regenerative successions. In the upper organomineral horizons of soddy-podzolic soils (Albic Glossic Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)) of the succession series after felling, recovering through a substitution of fir by birch, an increase in the content of Cmic and the intensity of basal respiration from recent felling to the stage of pole-wood is noted. The soil of pole-wood stage has the highest total reserves of C_{mic} (170 g C/m^3) and microbial production of CO_2 (528 mg CO_2–C/m^3 per hour), exceeding control by 80–85%. In the humus-accumulative soil horizon of the studied succession series, there was a tendency of decreasing both the proportion of fungal to the total substrate-induced respiration, and the ratio of fungi/bacteria in comparison with the control. In the middle-aged deciduous forests with dark-coniferous undergrowth, all the considered parameters of the microbial complexes decreased, but continue to exceed the control. In the profile of soddy-podzolic soil of the reforestation series without species change for 8-year period, the trend of reducing Cmic and BR was noted; already at the stage of fir of pole-wood the approximation of all ecological-functional parameters of the microbial complex to the control short grass–green moss fir forests was observed.

Keywords: fir forests, felling, soddy-podzolic soils (Albic Glossic Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)), carbon of microbial biomass, basal respiration, fungi/bacteria ratio, total reserves of microbial biomass carbon, microbial production of CO_2