СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2020

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Реконструкция климата средневековья на основе почвенных и геохимических исследований курганов сросткинской культуры и ее локализация на юге Западной Сибири

В. Е. Приходько, Ю. А. Азаренко, М. Р. Шаяхметов, А. А. Тишкин, В. В. Горбунов, Е. Г. Пивоварова 261

Почвенно-археологическое исследование средневекового Вотикеевского комплекса в северной лесостепной зоне Южного Предуралья

Р. Р. Сулейманов, В. В. Овсянников, А. Г. Колонских, Е. В. Абакумов, А. Я. Кунгурцев, А. Р. Сулейманов 279

Учет и выделение переувлажненных территорий при почвенном картографировании и землеустройстве

Д. А. Шаповалов, П. В. Королева, Н. В. Калинина, Д. И. Рухович, Г. А. Сулейман, Е. А. Долинина 291

ХИМИЯ ПОЧВ

Оптимизированный метод определения *н*-алканов и *н*-метил-кетонов в подстилках и почвах

Ю. А. Завгородняя, Н. А. Анохина, Л. Г. Богатырев, В. В. Демин 308

Участие растений в формировании состава полициклических ароматических углеводородов торфяников

Е. В. Яковлева, Д. Н. Габов, Р. С. Василевич, Н. Н. Гончарова 316

Динамика общего и лабильного пулов органического углерода почв при постпирогенной сукцессии экосистем горной тундры Хибин

М. Н. Маслов, О. А. Маслова, Е. И. Копеина 330

Оценка запасов органического углерода лесных почв в региональном масштабе

О. В. Чернова, И. М. Рыжова, М. А. Подвезенная 340

ФИЗИКА ПОЧВ

Агрегатообразование в каолинитовой суспензии при микробиологической модификации поверхности глины

Е. В. Шеин, Н. В. Верховцева, Г. С. Быкова, Е. Б. Пашкевич 351

Распределение трития в почве на территории “Атомного” озера Семипалатинского испытательного полигона

Л. В. Тимонова, О. Н. Ляхова, С. Н. Лукашенко, А. О. Айдарханов, А. М. Кабдыракова, З. Б. Сержанова 358

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Температурная чувствительность (Q_{10}) базального дыхания как функция количества доступного углеродного субстрата, температуры и влажности

М. С. Громова, А. И. Матвиенко, М. И. Макаров, Ш. К. Ченг, О. В. Меняйло 366

Микробная биомасса, дыхательная активность и азотфиксация в дерново-подзолистой почве Предуралья при различном сельскохозяйственном использовании

Н. Е. Завьялова, М. Т. Васбиева, Д. С. Фомин 372

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Взаимосвязь предыстории использования и химических свойств почв с их аллелотоксичностью

Г. Н. Федотов, И. В. Горепекин, А. Д. Позднякова, Ю. А. Завгородняя, С. А. Исакова 379

Contents

No. 3, 2020

Genesis and Geography of Soils

Reconstruction of the Climate of the Medieval Epoch on the Basis of Soil and Geochemical Studies of Kurgans of the Srostki Culture in the South of Western Siberia

V. E. Prikhodko, Yu. A. Azarenko, M. R. Shayakhmetov, A. A. Tishkin, V. V. Gorbunov, and E. G. Pivovarova 261

Soil-Archaeological Study of the Votikeevsk Medieval Archeological Site in the Northern Forest-Steppe Zone of the Southern Cis-Ural Region

R. R. Suleymanov, V. V. Ovsyannikov, A. G. Kolonskih, E. V. Abakumov, A. Ya. Kungurtsev, and A. R. Suleymanov 279

Differences in Inventories of Waterlogged Territories in Soil Surveys of Different Years and in Land Management

D. A. Shapovalov, P. V. Koroleva, N. V. Kalinina, D. I. Rukhovich, G. A. Suleiman, and E. A. Dolinina 291

Soil Chemistry

Improved Method for Determination of *n*-Alkanes and *n*-Methyl-Ketones in Litters and Soils

Yu. A. Zavgorodnyaya, N. A. Anokhina, L. G. Bogatyrev, and V. V. Demin 308

Participation of Plants in the Formation of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Peatlands

E. V. Yakovleva, D. N. Gabov, R. S. Vasilevich, and N. N. Goncharova 316

Changes in the Pools of Total and Labile Soil Organic Carbon during the Post-Fire Succession in Tundra Ecosystems of the Khibiny Mountains

M. N. Maslov, O. A. Maslova, and E. I. Kopeina 330

Assessment of Organic Carbon Pools in Forest Soils on a Regional Scale

O. V. Chernova, I. M. Ryzhova, and M. A. Podvezennaya 340

Soil Physics

Aggregate Formation in the Kaolinite Suspension during the Microbiological Modification of Clay Surface

E. V. Shein, N. V. Verkhovtseva, G. S. Bykova, and E. B. Pashkevich 351

Regularities of Tritium Distribution in Soils in the Area of “Atomic Lake” at the Semipalatinsk Nuclear Test Site

L. V. Timonova, O. N. Lyakhova, S. N. Lukashenko, A. O. Aidarkhanov, A. M. Kabdyrakova, and Z. B. Serzhanova 358

Soil Biology

Temperature Sensitivity (Q_{10}) of Soil Basal Respiration as a Function of Carbon Substrate Available, Temperature and Soil Moisture

M. S. Gromova, A. I. Matvienko, M. I. Makarov, C.-H. Cheng, and O. V. Menyailo 366

Microbial Biomass, Respiratory Activity and Nitrogen Fixation in Soddy-Podzolic Soils of the Pre-Urals Area under Various Agricultural Uses

N. E. Zavyalova, M. T. Vasbieva, and D. S. Fomin 372

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

Relationship of Land Use History and Chemical Properties of Soils with Their Allelotoxicity

G. N. Fedotov, I. V. Gorepekin, A. D. Pozdnyakova, Yu. A. Zavgorodnyaya, and S. A. Isakova 379

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 261–278

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

РЕКОНСТРУКЦИЯ КЛИМАТА СРЕДНЕВЕКОВЬЯ НА ОСНОВЕ ПОЧВЕННЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КУРГАНОВ СРОСТКИНСКОЙ КУЛЬТУРЫ И ЕЕ ЛОКАЛИЗАЦИЯ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ[1]

© 2020 г. В. Е. Приходько[a], *, Ю. А. Азаренко[b], М. Р. Шаяхметов[b], А. А. Тишкин[c], В. В. Горбунов[c], Е. Г. Пивоварова[d]

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

[b] *Омский государственный аграрный университет им. П.А. Столыпина, Институтская пл., 2, Омск, 644008 Россия*

[c] *Алтайский государственный университет, пр-т Ленина, 61, Барнаул, 659049 Россия*

[d] *Алтайский государственный аграрный университет, Красноармейский пр-т, 98, Барнаул, 656049 Россия*

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

Поступила в редакцию 23.05.2019 г.
После доработки 16.10.2019 г.
Принята к публикации 30.10.2019 г.

Исследованы фоновые дневные и подкурганные почвы крупного раннесредневекового некрополя Сростки-I, выявлены изменения свойств почв во времени, проведена реконструкция палеоклимата. Курганная группа располагается в Бийском районе Алтайского края и датирована радиоуглеродным методом 890 ± 105...975 ± 85 гг. (калибровка по 1δ). В палеопочвах средневековья более слабая выщелоченность от карбонатов в средней части профиля, меньшее накопление в поверхностных слоях элементов-биофилов (P, S, Co) и меньшая величина индекса выветривания $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ по сравнению с фоновым аналогом свидетельствуют, что палеопочва в фазу, предшествовавшую сооружению курганов, формировалась в несколько более засушливом климате по сравнению с современными условиями. Однако сходство в древних и фоновых почвах морфологических свойств, реконструированного содержания гумуса и усредненных величин в слое 0–30 см относительно почвообразующей породы для коэффициентов выветривания $CIA = Al_2O_3 \cdot 100/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ и Rb/Sr, а также индексов Mn/Sr, Mn/Al, Mn/Fe, указывающих на степень биологической активности, свидетельствуют о начавшейся гумидизации палеоклимата. Из высокоопасных загрязнителей первого класса токсичности изученные почвы обогащены As и Cd по сравнению с кларком литосферы. В целом для почв региона характерна насыщенность Ni, Zn, Ba и Sn, определяемая особенностями материнских пород. Однако накопление этих тяжелых металлов в профиле не превышает допустимых величин, опасных для здоровья людей. В фоновой почве по сравнению со средневековым аналогом не отмечено аккумуляции токсичных элементов, обусловленной антропогенным загрязнением. Методом ГИС-технологий выявлено, что 21 поселение и 130 некрополей сросткинской общности, функционировавшей во второй половине VIII–XII вв., локализировались на плодородных почвах выровненных площадок с небольшими перепадами высот, вблизи крупных озер, рек (Обь, Катунь, Бия, Алей и др.) и широких долин при слиянии с ними мелких водотоков.

Ключевые слова: палеоклимат, палеопочвы, геохимические коэффициенты, поллютанты, ГИС-технологии, средневековье, Алтайский край

DOI: 10.31857/S0032180X20030053

ВВЕДЕНИЕ

На территории Алтая с древних времен селились людей. В регионе находятся древнейшая стоянка Карама (ранний палеолит), известный в мире памятник Денисова пещера, где люди жили, начиная с 280 тыс. л. н., и были особой ветвью эволюции рода Homo [57], уникальные пазырыкские курганы, где благодаря мерзлоте, образовавшейся в могилах, сохранились мумии с татуировками, ковры, одежда, украшения и др. [30]. Известным является крупный раннесредневековый курганный могильник Сростки-I [8, 38]. Археo-

[1] К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизированных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X20030053

логами исследованы сотни памятников разных хроносрезов голоцена, в ходе разведок выявлены тысячи курганов на юге Западной Сибири и в горах Алтая. Однако только немногие из них изучены естественно-научными методами с реконструкцией палеоклимата. Особенно важно знать параметры изменчивости климата за последние 2000 лет, чтобы дать более точный прогноз его динамики в будущем.

Почвенный покров, как и другие природные архивы, может служить летописью, сохраняющей информацию (память) о современных и прошлых геоэкологических обстановках [2, 10, 15, 22, 23, 31, 39, 45, 60, 63, 69]. Для равнинного Алтая мало детальных реконструкций эволюции окружающей среды в голоцене. Для горного Алтая получена информация о палеоэкосистемах и палеоклиматах на основе изучения погребенных почв [5, 11, 46].

Например, проведено морфолого-субстантивное генетическое изучение погребенных голоценовых почв из нескольких профилей в горах юго-восточного Алтая, развивающихся в настоящее время в обстановке аридного климата. Показано, что условия почвообразования за последние 1–2 тыс. лет были наиболее экстремальными за весь голоцен [46]. Выполненная реконструкция природных условий голоцена на основе исследования границ и размеров ледников, уровня озер, дендрохронологии, свойств палеопочв на территории высокогорного юго-восточного и южного Алтая позволила утверждать, что с 884–1110 гг. (^{14}C кал.) горные ледники заметно отступали, а граница распространения деревьев поднималась на бóльшую высоту и температура воздуха летних месяцев была выше современной на 0.4°C. Радиоуглеродное датирование (54 ^{14}C дат, в том числе AMS-даты) проведено по остаткам древних деревьев, найденных в зоне современного оледенения на высоте 2.4 км над ур. м. [41].

Для соседней территории республики Тыва на основе педогумусового и палинологического исследований палеопочв и отложений установлено, что на протяжении голоцена общий климатический тренд направлен на усиление похолодания и аридизации с динамикой температур и увлажненности в разные хроносрезы. На этапах увеличения теплообеспеченности формировались степи, в интервалы похолодания – лесостепные (и таежные) ландшафты. В субатлантический период гумидные условия были в его начале, а засушливые – в середине и конце, теплые – субатлантике-1 и 3, прохладные – в субатлантике-2. Для территории горной юго-западной части Тывы при изучении кутанного комплекса почв и его радиоуглеродном датировании фиксировались близкие климатические условия средневековья [5]. Выполнено комплексное исследование нескольких палеопочв в аллювиальных отложениях, формировавшихся в течение последних 13 тыс. лет и находящихся в межгорном аридном бассейне вблизи озера Тере-Холь, Саяно-Тувинской возвышенности. Установлено, что последние 2000 лет климат был наиболее континентальным и засушливым [45].

В сопредельном регионе (в лесостепи Новосибирской области) изучение подкурганных почв выявило, что в период XI–XIII вв. климат был благоприятен для проживания людей [29].

Спорово-пыльцевые данные, полученные из отложений озер, рек и болот, служат наиболее изучаемой летописью климата и ландшафтов голоцена и часто сопровождаются комплексом других анализов. Реконструкция климата разных периодов голоцена выполнена по данным палинологических и ландшафтных исследований регионов Алтая [24, 26, 27, 32, 42, 53, 77, 78]. Обобщение палинологических данных для отложений 30 озер Алтае-Саянского и четырех соседних регионов показало значительный разброс реконструированных параметров климата голоцена. Для равнинных и горных районов выявлена зависимость динамики температуры голоцена от общего солнечного излучения. Для гор отмечена замедленная реакция на инсоляцию между ~10000 до ~6500 кал. л. н., возможно, связанная с оттаиванием ледников. В течение последних 12000 лет установлен тренд увеличения увлажненности климата в результате комбинированного снижения температуры и увеличения осадков, что, вероятно, обусловлено климатическими событиями в Северной Атлантике [78].

Реконструкция климата голоцена по палинологическим исследованиям выполнена для Новосибирской области [66, 77]. Для севера, северо-запада и северо-востока Китая составлены картосхемы увлажненности климата в периоды 1050–1350 и 1400–1900 гг. на базе комплексных данных по 71 объекту [48]. Применение модели CCSM4 в оценке изменения климата Китая по комплексным данным для периода 850–1850 гг. выявило, что в динамике осадков преобладает непредсказуемая внутридекадная изменчивость, а вариабельность температуры зависит от медленно изменяющейся междекадной динамики факторов [76]. Для соседней Монголии проведено обобщение обширных данных о климате голоцена, полученных на основе комплексных исследований различных геоархивов. Сделан вывод, что изменение регионального палеоклимата в пределах 100 км и масштабе нескольких столетий все еще неоднозначно в Монголии и требуются дальнейшие исследования [59]. Это можно сказать и для Алтайского региона.

В настоящей работе приводятся результаты педологических и геохимических исследований подкурганных почв некрополя Сростки-I (одного из крупных раннесредневековых некрополей Ал-

тайского края) и дается реконструкция климатических условий того периода. Для выявления локализации памятников культурного наследия средневековой сросткинской общности используются ГИС-технологии.

Элементный химический состав почв – один из индикаторов процессов почвообразования и состояния условий окружающей среды, при которых происходит формирование и развитие почв. Изучение распределения и соотношения химических элементов в профиле фоновых современных и погребенных почв позволяет реконструировать условия почвообразования и осадконакопления разных хроносрезов. В связи с этим геохимические методы применяют в палеогеографических и палеоэкологических исследованиях при изучении почв археологических памятников, эволюции почв и решении других вопросов [3, 4, 18, 19, 36, 37, 49–52, 54, 74]. В качестве литохимических индикаторов палеоклимата и условий почвообразования предложен ряд показателей, в том числе различные геохимические коэффициенты [12, 16, 21, 47, 50, 51, 60–62, 65].

Применение ГИС-технологий и дистанционного зондирования Земли полезны при исследовании памятников археологического наследия. Проанализированы возможности их использования в археологии в нашей стране и за рубежом [14, 22, 40, 64]. Установлено распределение памятников разных археологических культур в разные периоды голоцена в ландшафтах горного Алтая и составлены карты. Показано, что наиболее активное заселение региона происходило в периоды влажного климата [53]. ГИС-методы были информативны при изучении палеолитических стоянок людей в горном Алтае. Показано, что их локализацию определяли наличие пологих площадок, удаленность от ближайшей реки (менее 400 м для 77% изученных памятников) и точки слияния водотоков (менее 2 км, 88%), близость к источникам каменного сырья, освещенность территории [14].

Целью наших исследований являлось изучения подкурганных почв раннесредневекового некрополя Сростки-I и сравнение их с фоновыми современными аналогами для выявления изменений физико-химических и геохимических свойств и реконструкции климатических условий в период создания курганов в лесостепной предгорной части Алтайского края на юге Западной Сибири, а также определение особенности локализации поселений и некрополей средневековой сросткинской общности с помощью ГИС-технологий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Курганная группа Сростки-I – один из крупных раннесредневековых некрополей Алтайского края, состоящий из 61 объекта, расположен в 25 км к юго-востоку от г. Бийска, на восточной окраине с. Сростки Бийского района, на правом берегу р. Катунь, на склоне горы Пикет, в пределах предгорной зоны Бийско-Катунского междуречья; координаты 85°42.876′ E, 52°24.337′ N, 255 м над ур. м. (рис. 1). Благоприятные условия ландшафтов переходной зоны от равнин к предгорьям Алтая в значительной степени обусловлены сравнительно мягким климатом и проявляются в сокращении годовых амплитуд температур, увеличении количества осадков за счет барьерного эффекта и преобразовании циркуляционных процессов. Зональные границы сгущены и приобретают субмеридиональное направление, повторяя конфигурацию горных массивов.

Климат

В регионе средняя температура января составляет –13.9°C, июля – +20°C, годовая – –3.2°C, сумма активных температур равна 2000–2100°C, вегетационный период длится 120–130 дней. Среднее годовое количество осадков достигает – 548 мм, более половины из них выпадает в июле–августе, изменение количества осадков между засушливыми и увлажненными годами не превышает 40 мм. Устойчивый снежный покров залегает в течение 165–175 дней, его высота составляет 30–60 см. Использованы данные метеостанции г. Бийск, ближайшей к с. Сростки.

Состав биоценозов на изученном пастбищном участке вблизи некрополя при умеренном выпасе близок целинному.

ГИС-методика

Использовали мультиспектральные снимки космических аппаратов Landsat 7 и Landsat 8 с пространственным разрешением 30 м в пикселе. Обработку проводили методом синтезирования с помощью программных комплексов ENVI 5.2. Геопривязку исходного материала выполняли путем нахождения опорных точек на исходном географически привязанном и обрабатываемом изображениях. Составляли мозаику из изображений снимков Landsat 7 и Landsat 8. Сопоставляли ее с данными следующих карт: лесорастительного районирования (М 1 : 2100000), природных зон, почвенной (М 1 : 1000000) и полезных ископаемых (М 1 : 2500000). После выявления географического положения объектов культурного наследия, используя программное обеспечение ENVI или ErdasEmagine, Multispec, QGis, наносили их местонахождение на электронный картографический материал для последующего анализа. Более подробно методика описана ранее [40].

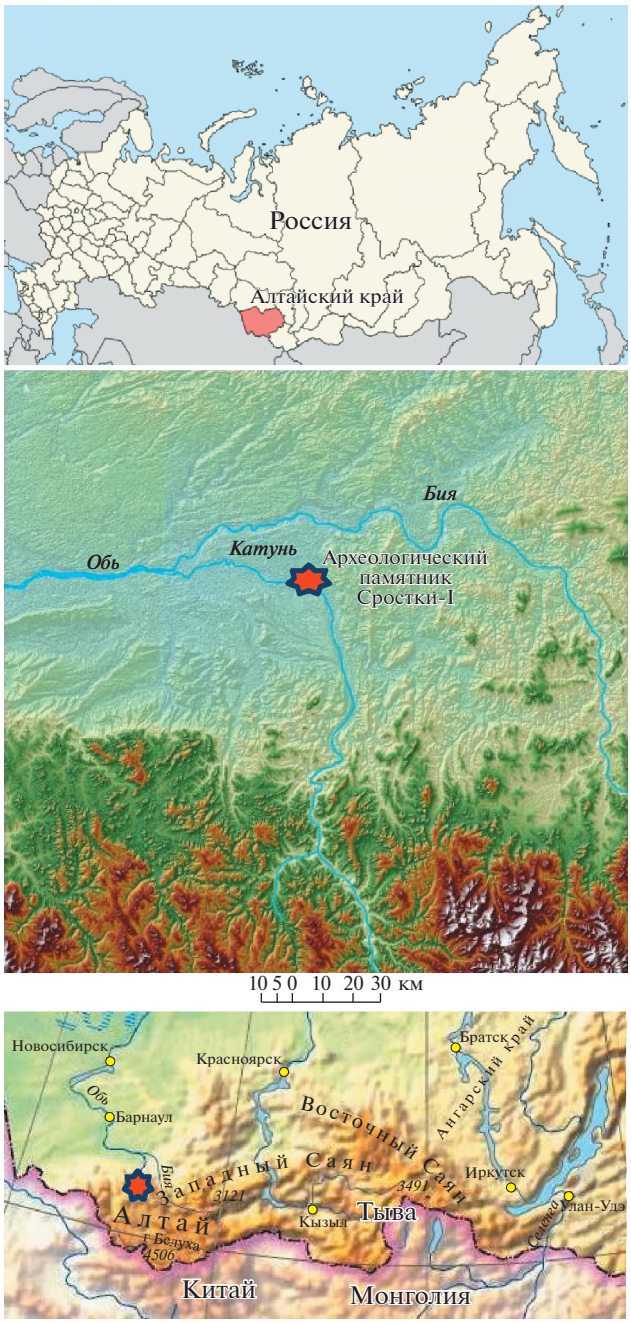

Рис. 1. Карты расположения некрополя Сростки-I.

Почвенные методы

Образцы фоновой и погребенных под насыпями двух курганов (№ 18 и 32) почв отобрали послойно с учетом границ генетических горизонтов: каждые 10 см до глубины 1 м и каждые 20 см – из толщи 1–2.4 м из трех стенок разреза.

Почвы региона сформировались на лёссовидных карбонатных суглинках поздненеоплейстоцен-голоценового возраста (мощностью 2–4 м). Характеристика почв дана на основании изучения следующих свойств: генетико-морфологические особенностей (мощности отдельных горизонтов, гумусового и общего генетического профилей, их окраски, структуры, плотности сложения), наличия новообразований карбонатов, их глубины залегания, формы.

Основные почвенные свойства исследовали в ЦКП ИФХиБПП РАН: органическое вещество ($C_{орг}$) методом Тюрина; pH – потенциометрически в водной суспензии при соотношении почва : вода 1 : 2.5, а в водной вытяжке – 1 : 5; CO_2 карбонатов – титриметрически, гранулометрический состав почв – пирофосфатным методом пипетки Качинского, состав обменных катионов – по Шолленбергеру с последующим определением Ca^{2+} и Mg^{2+} трилонометрическим методом, Na^+ и K^+ – пламенно-фотометрическим методом; подвижный фосфор – фотометрическим методом по Мачигину с экстракций раствором углекислого аммония с pH 9, калий в этой же вытяжке на пламенном фотометре.

Геохимические методы

Содержание 28 элементов в почвах определяли методом рентген-флуоресцентного анализа на аппарате Spectroscan Makc-GV по методике измерений массовой доли металлов и их оксидов в порошковых пробах. Навеску 2 г почвы измельчали до пудры и помещали в специальную кювету. Количественную калибровку проводили с использованием комплекта Государственных стандартных образцов состава почв. Анализ выполнен в ЦКП ИФХиБПП РАН к. б. н. П.И. Калининым.

Рассчитаны значения элювиально-аккумулятивных коэффициентов ($K_{эа}$) как отношение содержания элементов почвенного слоя, в том числе усредненное их содержание в слое 0–30 см, к материнской породе ($K_{эа}$ равен содержанию любого элемента в слое 0–10 см (других слоях), деленному на количество этого элемента в породе). Содержание элементов сравнили со значением кларков литосферы. Их величины для Si, Al, Fe, Na, Ca, K, Ti, Rb, Zr, Nb даны по Виноградову [7], Mg, Ba, Cd – по Рудник, Гао [67], Mn, P, Cr, Ni, Zn, As, Sr, Pb – по Григорьеву [9], V, Co, Cu, Cs – по Ху, Гао [56], S, Sn – по Ведепол [74].

Установлены кларки концентрации элементов как отношение их количества в разных горизонтах почвы от величины кларка и рассчитаны кларки рассеяния как обратная величина – соотношение кларка к содержанию элемента. Также использовали геохимические коэффициенты, основанные на молярных отношениях.

Таблица 1. Радиоуглеродное датирование образцов из курганов, гг. н. э.

Лабораторный номер	Описание образца	Некалиброванный возраст	Калиброванный возраст, вероятность	
			1δ, 68%	2δ, 95%
ИМКЭС-14С951	Остатки деревянного столба 2, курган 16	860 ± 50	890 ± 105	885 ± 115
ИМКЭС-14С979	Кости человека, курган 8, могила-2	965 ± 90	975 ± 85	1000 ± 220

РЕЗУЛЬТАТЫ

Радиоуглеродное датирование и локализация памятников сросткинской культуры

Объекты исторического наследия сросткинской культуры по радиоуглеродной датировке определяются второй половиной VIII–XII вв. Грязнов (цит. по [38]) первым обосновал выделение сросткинской культуры и дал ей название, опираясь на результаты своих раскопок.

С помощью ГИС-технологий изучено местоположение 130 курганных некрополей и 21 поселения сросткинской культуры (рис. S1). Ойкумена общности в основном локализирована в Западно-Сибирском подтаежно-лесостепном районе лесостепной зоны. Поселения находились вблизи больших озер и рек (Обь, Катунь, Бия, Алей и др.) и при впадении в них более мелких водотоков. Это обусловлено наличием в этих ареалах широких долин, проток, стариц древних русел и незаливаемых водой останцов надпойменных террас. Здесь были плодородные почвы для развития скотоводства и земледелия. Центрами последнего служили стационарные поселения и крупные городища. Землю обрабатывали как мотыжным, так и пахотным способом. Об этом свидетельствуют находки пахотных орудий (железные мотыги и наральники с разными втулками), найденные на городище Елбанка. В могильнике Иня-1 в одном из погребений был найден сосуд, наполненный зерном, хотя это не является прямым доказательством наличия земледелия [38].

Важным занятием этого этноса были кузнечное и бронзолитейное производства. Это видно по широкому ассортименту находок в погребениях. Несколько поселений располагалось в ~30–50 км от месторождений полезных ископаемых: меди, цинка, железа, золота, уголь, глины (табл. S1, рис. S2, S3). Однако большинство селищ локализовалось на расстоянии 90–160 км от источников полиметаллических руд и драгметаллов, которые концентрировались в предгорном и горном Алтае.

На основании обобщения данных о 24 укрепленных поселениях IX–X вв. н.э. в центральной Европе показано, что они располагались как в поймах рек, так и на вершинах холмов. Вокруг укрепленных поселений находилась сеть аграрных селищ. Предположительно поселения насчитывали от 50–100 до 3000–4000 жителей [55]. На территории восточной Европы в пойме и на террасах р. Днепр располагалось крупное средневековое поселение Гнездово [20].

По данным радиоуглеродного анализа образцов костей и древесины из курганов некрополя Сростки-I, он датируется 890 ± 105...975 ± 85 гг. (калибровка по 1δ) (табл. 1). Современное исследование четырех курганов этого комплекса выявило, что они создавались в течение грязновского этапа, когда происходила консолидация и территориальное расширение сросткинских племен [8, 38].

Почвенные исследования

Разрез фоновой современной почвы располагался в 70 м от курганов. Почва имеет следующее морфогенетическое строение (см): АО 0–2, А1 2–20, АВ 20–35, В1 35–50, В2са 50–80, ВСса 80–100, Сса 100–250. Характеризуется маломощным гумусовым профилем, в горизонтах А1 и АВ структура мелкокомковато-зернистая, ниже до ВСса – комковатая и затем крупнокомковатая. Почвенный материал вскипает от HCl с глубины 42–48 см и до дна. Новообразования карбонатов представлены тонкодисперсной формой, редкой белоглазкой и точками. В горизонте АВ начинаются темно-серые языки-затеки, продолжающиеся до 40–50 см.

Насыпь курганов состояла преимущественно из темно-серого некарбонатного материала гумусового горизонта древней почвы. По морфологии обе подкурганные почвы мало различаются друг от друга и от современного аналога. Гумусовый горизонт А1 имеет мощность 20 см, гумусовый профиль, включающий горизонты А1 и АВ – 31–32 см. Материал двух подкурганных почв вскипал от HCl с глубины 20–28 и 33–35 см, в нижней его части встречалась редкая карбонатная белоглазка, пятна и пропитка. На глубине 10–45 см в почвах отмечалось чередование гумусовых темно-серых широких языков-затеков и коричневых заклинков.

Исследуемые фоновая и погребенные почвы представлены черноземом обыкновенным маломощным легкосуглинистым.

Химические свойства фоновой современной почвы. Гранулометрический состав современной почвы легкосуглинистый, доминируют фракции мел-

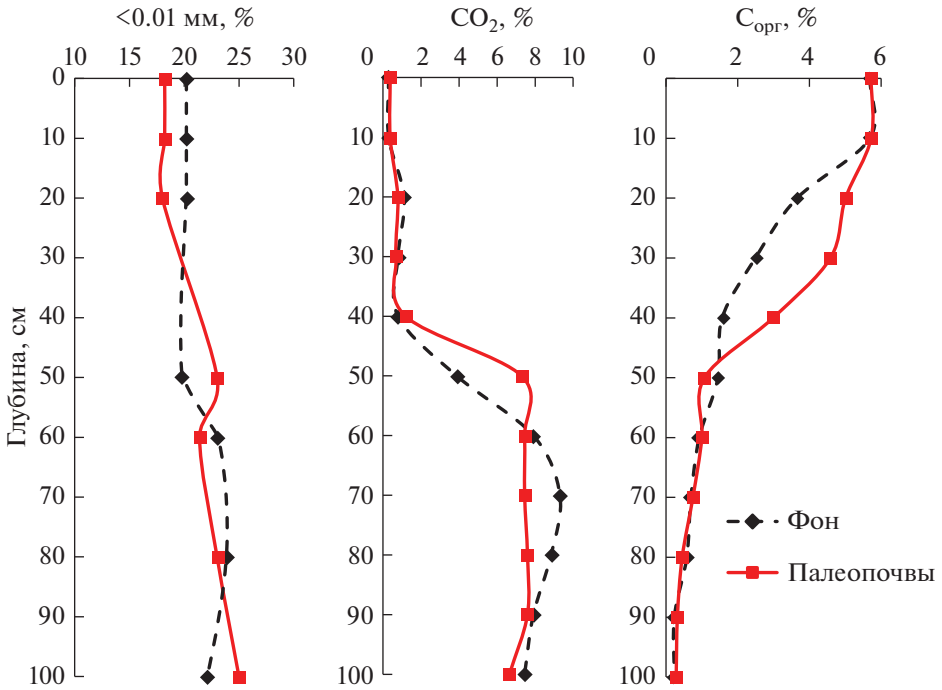

Рис. 2. Содержание фракций <0.01 мм, CO_2 карбонатов и органического вещества ($C_{орг}$) в почвах.

кого и среднего песка размером 0.25–0.01 мм и их количество достигает 75–80%. В почве невелико содержание фракций мелкой пыли и илистой, они составляют по 6–10% каждая. Их количество в пределах профиля равномерное.

Почвы сильно окарбоначены, начиная с середины профиля, в слое 50–120 см отмечается максимальное накопление 7–9% CO_2 карбонатов (рис. 2). Рассматривая послойное содержание углекислых солей в современной и погребенных почвах, отмечается близкие значения для слоев до 2.5 м. Только на глубине 30–50 см палеопочвы содержат немного больше карбонатов, а слой 60–80 см обеднен ими по сравнению с фоновым аналогом.

Реакция среды в верхних горизонтах профиля нейтральная, начиная с карбонатного горизонта – щелочная. Емкость катионного обмена, содержание и состав обменных катионов древних и современных почв близки.

В поверхностном слое фоновой почвы концентрируется 5.7% $C_{орг}$ и до глубины 60 см его количество превышает 1%. Реконструированное содержание $C_{орг}$ слоя 0–50 см подкурганных почв приблизительно равно его количеству в фоновой почве, с учетом того, что за 1000 лет минерализовалось ~50% гумуса [15], содержание $C_{орг}$ слоя 0–10 см палеопочв составляет 2.37%, реконструированное – 5.6%.

Исследование химических элементов почв. Распределение химических элементов в профиле фоновой почвы различно (табл. 2). Для макроэлементов Si, Al, Fe наблюдался слабодифференцированный тип распределения ($K_{эа}$ в слое 0–30 см – 1.1). Профильное распределение Na также слабо дифференцировано ($K_{эа}$ = 0.9), но наблюдалась тенденция обеднения элементом слоя 0–30 см по сравнению с почвообразующей породой. В верхнем слое фоновой почвы содержание Ca и Mg меньше ($K_{эа}$ = 0.5–0.6), а K – больше ($K_{эа}$ = 1.3), чем в породе.

В профиле фонового современного чернозема относительно равномерно распределены микроэлементы Ni, Pb, Zr, Co (табл. 3). Аккумулятивное накопление во всех горизонтах современной почвы по сравнению с почвообразующей породой наблюдалось для S, Rb, Zn, P, K, Mn, Cr, Cu, Ba. В гумусовом горизонте фонового чернозема содержание S превышало ее количество в материнской породе в 4.0–6.1, Rb – 2.1–2.2, Zn – 1.5–1.7, P, K, Cu – 1.3–1.5, Mn, Cr, Ba, и V – 1.2–1.3, Ti – 1.1–1.2 раза (табл. 4). Элювиальный тип распределения в верхних горизонтах фоновой почвы характерен для щелочных и щелочноземельных элементов: величина $K_{эа}$ составляет для Na, Cs и Cd 0.8–0.9, Mg и Sr – 0.6, Ca – 0.5. Профиль почвы по отношению к породе обеднен соединениями As, значение $K_{эа}$ составляет 0.2–0.6.

В подкурганной почве элементный состав имеет некоторые отличия от современного аналога. В верхних горизонтах почвы средневековья содержание P, S, Cr и Co немного меньше, а в

Таблица 2. Содержание химических макроэлементов в современной и погребенной почвах, %

Глубина, см	Si	Al	Fe	Na	$Ca_{бк}/Ca_{об}$*	Mg	Mn	P	K	S	Ti
Палеопочва, разрез 9											
0–10	29.2	6.6	4.5	0.98	1.1/1.8	1.19	**0.104**	**0.12**	1.8	**0.106**	**0.54**
10–20	29.5	6.7	4.6	0.94	0.9/1.7	1.17	**0.100**	**0.10**	1.8	0.071	**0.56**
40–50	25.2	5.6	3.9	0.90	1.9/8.6	1.62	**0.083**	**0.10**	1.4	0.050	**0.47**
120–140	26.5	6.1	4.1	1.04	2.7/7.9	1.84	**0.088**	**0.09**	1.4	0.014	**0.51**
Современная почва (чернозем обыкновенный), фон, разрез 11											
10–20	28.9	6.4	4.5	0.88	0.7/1.7	1.09	**0.109**	**0.14**	1.8	**0.141**	**0.53**
20–30	29.4	6.8	4.6	0.85	0.8/1.5	1.06	**0.103**	**0.12**	1.8	0.091	**0.55**
30–40	29.5	7.0	4.7	0.96	0.7/1.4	1.16	**0.099**	**0.1**	1.8	0.076	**0.56**
40–50	27.4	6.2	4.3	0.89	1.5/5.1	1.39	**0.094**	**0.11**	1.6	0.068	**0.51**
90–100	25.8	5.8	4.0	0.96	1.5/8.2	1.68	**0.085**	**0.09**	1.4	0.023	**0.49**
Кларк литосферы	29.5	8.05	4.65	2.50	2.96	1.49	0.077	0.07	2.5	0.095	0.45

* $Ca_{бк}$ – бескарбонатный, $Ca_{об}$ – общий.
Примечание. Жирным шрифтом выделены значения больше кларка литосферы.

нижних горизонтах количество Ca и Mg несколько больше, чем в фоновом черноземе на аналогичных глубинах. В отличие от фонового аналога в палеопочве наблюдался вынос Co и Cr относительно породы. Выявлено небольшое накопление As в слое 0–10 см палеопочвы по сравнению с фоном. Для остальных химических элементов подкурганной почвы их распределение, внутрипрофильная аккумуляция и выщелачивание не отличаются от фонового аналога.

Сравнение с кларком литосферы. В профиле фонового чернозема содержание Mn, P, Ti, Cd, Ba, Zr, Co, Ni больше их кларкового значения в земной коре. Тогда как для S только в слое 0–10 см наблюдается превышение кларка. Количество As, Mg, Sr, напротив, было больше их кларкового показателя лишь в почвообразующей породе. Содержание Zn в гумусовом горизонте и срединной части современного чернозема превышало кларк, на глубине 90–100 см оно становилось меньше его. По значению коэффициентов концентрации в слое 0–20 см современного чернозема элементы располагаются в следующей последовательности по убыванию: Cd 4.9 > P 2.0 > Ba, S 1.5 > Mn, Zn 1.3–1.4 > Co 1.3 > Zr 1.2 > Ni 1.1.

Количество Si и V в фоновом черноземе приближается к его среднему содержанию в литосфере. Выявлено меньшее содержание Al, Fe, Na, K, Cr, Cu, Sr, Pb, Cs, Nb, Rb в фоновом профиле почв по сравнению с кларком. Это указывает на внутрипрофильное рассеивание этих элементов в современном черноземе по сравнению с литосферой. По значению кларка рассеяния элементы слоя 0–20 см фонового чернозема распределяются в следующем порядке: Ca 4.2 > Rb и Pb 3.1–3.2 > > Na 2.8 > Nb 1.5 > Cu 1.8 > Mg, K, As, Sr 1.4 > Cr, Cs, Al, Fe 1.2–1.3.

В подкурганной почве и фоновом аналоге показатели профильного концентрирования или рассеивания элементов по сравнению с кларком почти не имеют различий.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Почвенные характеристики

Современный почвенный покров участка относительно однороден. Это обусловлено свойствами лёссовых почвообразующих пород, а также небольшим колебанием высот на поверхности водораздела, к которому приурочен некрополь. Сравнение морфологических свойств погребенных и фоновой почв свидетельствует о небольшом их различии по глубине залегания карбонатов.

Диагенетические изменения почв в период погребения состоят в постепенном уменьшении содержания гумуса вследствие его минерализации и прекращения поступления опада. Ранее показано, что в гумусовом горизонте погребенных почв через 1000 лет сохраняется ~50% $C_{орг}$ от его первоначального количества [15]. На скорость минерализации $C_{орг}$ в палеопочвах также влияет его состав: свободное и непрочносвязанное $C_{орг}$ минерализуется быстрее, а $C_{орг}$, связанное с глинистыми минералами илистой фракции почв, составляет пассивный пул и сохраняется намного дольше.

Реконструированное содержание $C_{орг}$ слоя 0–50 см палеопочв приблизительно равно его количеству в фоновой почве с учетом того, что за 1000 лет минерализовалось ~50% гумуса. В палеопочвах отмечается небольшое накопление карбонатов на глубине 30–50 см за счет их уменьшения в слое 60–80 см, поэтому усредненное содержание $CaCO_3$ в слое 0–1 м (4.9%) фоновой и древних почвах не

Таблица 3. Содержание химических микроэлементов в современной и погребенной почвах, мг/кг

Глубина, см	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Ba	Pb	Zr	Sn	Cd	Cs	Nb
Палеопочва, разр. 9																
0–10	105	69	15	**53**	16	**99**	**9.4**	46	194	**912**	5.6	**199**	1.2	–	–	–
10–20	105	67	**17**	**58**	16	**95**	4.5	44	200	**927**	5.3	**203**	**11.3**	**0.38**	3.9	9.0
40–50	84	52	**19**	**57**	14	61	**6.5**	28	266	**759**	5.3	**191**	**7.4**	**0.27**	4.7	6.0
120–140	91	80	**19**	**57**	14	69	**7.0**	22	326	**783**	5.5	**189**	–	**0.48**	4.0	8.3
Современная почва, чернозем обыкновенный, разр. 11																
10–20	101	70	**19**	**55**	15	**95**	4.0	47	198	**941**	5.5	**202**	**11.0**	**0.44**	4.0	13.7
20–30	104	71	**19**	**58**	15	**104**	–	45	193	**935**	5.4	**202**	**11.1**	**0.40**	3.6	8.5
30–40	107	75	**18**	**61**	14	**96**	–	45	190	**944**	5.2	**204**	**12.0**	**0.38**	3.9	13.8
40–50	96	69	**16**	**56**	13	**82**	5.6	39	207	**853**	5.3	**206**	**8.0**	**0.38**	4.3	9.5
90–100	88	57	**19**	**59**	11	62	**7.1**	21	310	**757**	5.5	**193**	–	**0.49**	4.5	6.3
Кларк литосферы	106	92	15	50	27	75	5.6	150	270	628	17	170	2.5	0.09	4.9	20
Кларк в почвах[а]	129	60	11	29	39	70	6.8	68	175	460	27	267	2.5	0.41	5.1	12
Черноземы СССР[б]	37–125	71–195	0.5–50 ср. 12	14–40	16–70	39–82	–	–	520–3500	475–620	10–67*	224^	0.2–5 ср. 1.4	0.01–0.07	0.3–5.1/ 2.2–16.7[#]	–

Примечание. Среднее содержание: [а] – в почвах региона по [16, 33], [б] – в черноземах СССР, ^ – Zr – США; [#] – Cs – Канада/Болгария. * – Pb для разных почв по [57]. Жирным шрифтом выделено содержание элементов больше кларка литосферы.

Таблица 4. Изменение содержания элементов в разных слоях почв по сравнению с породой, элювиально-аккумулятивные коэффициенты

Глубина, см	Si	Al	Fe	Na	Ca	Mg	Mn	P	K	S	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Ba	Pb	Zr	Cd	Cs	Nb
Палеопочва, разрез 9																										
0–10	1.1	1.1	1.1	0.9	0.4	0.65	1.2	1.3	1.2	7.6	1.1	1.2	0.9	0.8	0.9	1.1	1.4	1.3	2.1	0.6	1.2	1.0	1.1	–	–	–
10–20	1.1	1.1	1.1	0.9	0.4	0.6	1.1	1.1	1.2	5.1	1.1	1.2	0.8	0.9	1.0	1.1	1.4	0.6	2.0	0.6	1.2	1.0	1.1	0.8	1.0	1.1
40–50	1.0	0.9	1.0	0.9	0.7	0.9	0.9	1.1	1.0	3.6	0.9	0.9	0.7	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	1.3	0.8	1.0	1.0	1.0	0.6	1.2	0.7
Современная почва, чернозем обыкновенный, фон, разрез 11																										
10–20	1.1	1.1	1.1	0.02	0.5	0.6	1.3	1.5	1.3	6.1	1.1	1.2	1.2	1.0	0.9	1.4	1.5	0.6	2.2	0.6	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9	2.2
20–30	1.1	1.2	1.1	0.9	0.5	0.6	1.2	1.3	1.3	4.0	1.1	1.2	1.2	1.0	1.0	1.4	1.7	–	2.1	0.6	1.2	1.0	1.0	0.8	0.8	1.4
30–40	1.1	1.2	1.2	1.0	0.5	0.7	1.2	1.2	1.3	3.3	1.1	1.2	1.3	1.0	1.0	1.3	1.5	–	2.2	0.6	1.2	1.0	1.1	0.8	0.9	2.2
40–50	1.1	1.1	1.1	0.9	1.0	0.8	1.1	1.2	1.2	3.0	1.0	1.1	1.2	0.8	1.0	1.2	1.3	0.8	1.9	0.7	1.1	1.0	1.1	0.8	1.0	1.5

различается. Аккумуляция органического вещества в этих почвах близка. Некоторое концентрирование карбонатов в слое 30–50 см палеопочв свидетельствуют о том, что почвообразование до начала строительства курганов проходило в более засушливых условиях. Но этот период был непродолжительным, поскольку гумус не успел минерализоваться и прийти в соответствие с наступившими более засушливыми условиями.

Элементный состав почв

В палеопочве элементный состав имеет большое сходство с современным аналогом. Можно отметить немного меньшее содержание в верхних горизонтах подкурганной почвы P, S, Co и Cr и по сравнению с аналогичными горизонтами фонового чернозема. Фосфор и сера являются элементами-биофилами, они обладают интенсивным биологическим поглощением корнями растений. Концентрирование P, S в золе растений превосходит содержание в почве в 10^1–10^2 (по Перельману (1961)), после их отмирания элементы аккумулируются в гумусовом горизонте. В частности, полыни степных ландшафтов обладают способностью значительного накопления изученных элементов [18]. По-видимому, в подкурганных почвах степень проявления биогенно-аккумулятивных почвообразовательных процессов была выражена несколько слабее, чем в фоновом аналоге. Однако интенсивность концентрирования S в верхних горизонтах по сравнению с породой ($K_{эа}$) в средневековых почвах была выше, чем в фоновом аналоге. Судя по меньшей аккумуляции элементов-биофилов в поверхностных слоях палеопочв по сравнению с фоном, климат до начала строительства курганов был немного засушливее, чем сейчас. Тогда как бóльшая величина элювиально-аккумулятивных коэффициентов для серы в палеопочвах, чем в фоновом аналоге, указывает на усиление гумидизации природных условий.

Интенсивность накопления в поверхностных горизонтах палеопочв и фонового аналога по сравнению с породой близка для Mg, K, Ca, относящихся к сильно концентрируемым элементам в растениях. Однако эти элементы способны вымываться из почвенного профиля при увеличении увлажненности. Более слабая степень выщелоченности от карбонатных солей в средней части профиля подкурганных почв, чем в фоновом аналоге, свидетельствует о некоторой засушливости климата в период раннего средневековья.

Из высокоопасных загрязнителей первого класса токсичности: As, Pb, Cd – изученные почвы обогащены Cd по сравнению с кларком литосферы, но близки с почвами мира. Однако во всех горизонтах этих почв содержание Cd и As немного меньше породного, Pb равно ему. В подкурганных и фоновых почвах количество кадмия значительно меньше ОДК (10 мг/кг), а концентрация As (9.4 мг/кг) в слое 0–10 см превышает его содержание в породе и приближается к величине допустимых пределов (ОДК 10 мг/кг) [58]. Следует отметить, что в целом, для почв региона характерна насыщенность мышьяком. Так, среднее валовое содержание As в почвах юга Западной Сибири равно 13 мг/кг [37]. В то же время доля легкорастворимой формы As в этих почвах составляет <1%, а в техногенно-загрязненных почвах может достигать 10% [16].

В изученных почвах по сравнению с региональной средней величиной повышено содержание Zn, Ba, Sn и Ni и понижено – Cu, Zr и Pb. Накопление Zn, Ba, Sn и Ni в изученных почвах по сравнению с среднерегиональным их уровнем обнаруживается несмотря на легкосуглинистый гранулометрический состав почв и обеднение тонкодисперсными частицами. В то же время известно, что большинство рассматриваемых микроэлемен-

тов аккумулируется в илистой фракции почв, находясь в составе глинистых минералов или адсорбируясь высокодисперсными компонентами почв.

В изученных фоновых и погребенных черноземах больше концентрируется Fe, Na, Ca, Mg, Mn, P, K, S, Sn, Ti, Co, Ni, Zn, Ba по сравнению с почвами мира. Содержание Al, Cr, Cu, Sr, Pb, Cs, Rb, Zr Nb, напротив, было меньше, а Si, V, Cd – близко к среднему количеству этих элементов в почвах мира.

Главными факторами, определяющими концентрирование элементов в почвах, служат химический и минералогический составы материнских пород и степень дисперсности субстрата. Показано, что внутрипрофильное распределение и накопление элементов в слое 0–20 см почв юга Западной Сибири контролируются содержанием физической глины, ила, величиной емкости катионного обмена, в меньшей степени количеством гумуса. Выявлена сильная взаимосвязь Cu и Zn с Fe в распределении по профилю почв [1]. Однако имеются исследования, которые статистически выявили положительные корреляционные связи содержания Co, Mn, Zr, Mo и, в меньшей степени, Zn и Pb с песчаными и крупнопылеватой фракциями для тяжелосуглинистых черноземных почв Тульской области; для Ni, Cr, Ti, Fe такой корреляции не отмечено [35].

Таким образом, обогащение Zn, Ba, Sn и Ni изученных почв относительно региональной средней величины следует объяснить локальными природными особенностями почвообразующих пород, которые служат базисом элементного состава почв.

Следует отметить, что обогащения высокоопасными химическими элементами фоновой почвы по сравнению с подкурганными аналогами средневекового некрополя Сростки-I не зафиксировано. В то же время получены результаты по аккумуляции ряда тяжелых металлов в погребенных палеопочвах для разных регионов мира. Изучение подкурганных каштановых почв Поволжья не выявило накопления валового Pb, но указывает на увеличение количества его подвижной формы, и сдвиг изотопного состава к менее радиогенным значениям от бронзового к раннежелезному веку и современным фоновых аналогах в результате атмосферного переноса и выпадения [28]. Исследования в Швеции показали, что загрязнение свинцом отложений озер началось 2000 лет назад с развитием промышленности, и с 900 г. н. э. происходит заметное, постоянное увеличение атмосферных антропогенных выпадений Pb на территории Европы [44].

Геохимические коэффициенты

С целью реконструкции климатических условий почвообразования средневековья рассчитаны геохимические показатели (табл. 5). Величины отношений Ti/Zr и Ti/Al в разных горизонтах изученных почв примерно одинаковы, что свидетельствует о литологической однородности почвенной толщи. Это позволяет оценить изменения условий почвообразования, в том числе климата, по другим геохимическим показателям.

Величина усредненного индекса $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ в слое 0–30 см несколько меньше в подкурганной почве, чем фоновой. Меньшее значение этого показателя по сравнению с фоновым черноземом свидетельствует о более слабой степени выветривания минералов в почве средневековья. Величина коэффициента $CIA = Al_2O_3 \cdot 100/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ в верхних горизонтах фонового чернозема максимальна и уменьшается в нижних слоях и почвообразующей породе (рис. 3). Во всем профиле палеопочвы значения CIA немного меньше фоновых. Более информативным является сравнение усредненных величин геохимических коэффициентов в слое 0–30 см относительно почвообразующей породы. При таком расчете разница между древними и современными почвами по величине коэффициента CIA небольшая, но она немного больше в палеопочве по сравнению с фоновым черноземом.

Коэффициент CIA отражает глубину выветривания минеральной части почв. В невыветренных породах величина CIA около 50, в сильновыветренных – 100 [62]. Высокие значения CIA указывают на преимущественное удаление в процессе химического выветривания подвижных элементов (Ca^{2+}, Na^{+} и K^{+}) по сравнению с устойчивыми (Al^{3+} и Ti^{4+}) в условиях теплого гумидного климата. Низкие значения CIA свидетельствуют о почти полном отсутствии химического выветривания и, следовательно, могут служить показателями холодного и/или аридного климата. Ранее выявлено, что индекс CIA зависит от степени гумидности климата на основании исследования современных и древних осадков (281 образцов), образовавшихся в разных условиях увлажненности. Однако насыщенность осадков карбонатами (более 30%) и появление калия (диагенетическая иллитизация) могут вносить ошибки при использовании CIA как индикатора палеовлажности [54].

Для сравнения полученных данных отметим, что в древнем разрезе почвы поселения неолита-энеолита Кочегарово-1 (7200–5350 л. н. ^{14}C кал., 1σ) лесостепной зоны Западной Сибири (Курганская область) значения CIA составляли 65–75, а в современной почве – 75–80 [4]. Величины ряда других геохимических коэффициентов выветривания Ba/Sr, Rb/Sr и Mn/Sr в палеопочве и современном аналоге не различаются. Индекс Ba/Sr используется в связи с тем, что Ba в составе калиевых полевых шпатов выносится из почв слабее

Таблица 5. Характеристика геохимических коэффициентов, их формулы и авторы их предложившие, и значение средневзвешенного коэффициента в слое 0–30 см (над чертой) в фоновой и подкурганной почвах и по отношению к породе (под чертой)

Коэффициент		Фон	Палеопочва	Автор
$CIA = Al_2O_3 \times 100/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$	Коэффициенты выветривания – отношение более устойчивых к выветриванию минералов, представленных Al, к менее устойчивым, ассоциирующихся с Ca, Mg, Na, K	67/1.14	64/1.25	Nesbitt, Young, 1982 [61]
$CIW = 100Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$		77/1.18	73/1.30	Visser, Young, 1990 [72]
$PWI = (4.20Na + 1.66Mg + 5.54K + 2.05Ca) \times 100$		58/0.6	60/0.7	Gallagher, Sheldon, 2013 [50, 51]
$W = [(0.203\ \ln(SiO_2) + 0.191\ln(TiO_2) + 0.296\ln(Al_2O_3) + 0.215\ln(Fe_2O_3) - 0.002\ln(MgO) - 0.448\ln(CaO) - 0.464\ln(Na_2O) + 0.008\ln(K_2O) - 1.374]$		0.52/17.3 0.08/–0.20	0.38/0.41 –0.11/0.16	Tohru, Hiroyoshi, 2007 [71]
$ICV = (Fe_2O_3 + CaO + MgO + Na_2O + K_2O + TiO_2)/Al_2O_3$		1.28/0.72	1.38/0.67	Cox at al., 1995 [49]
$Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$		1.17/1.58	1.05/1.71	Retallack, 2003 [64]
SiO_2/Al_2O_3		8.5/1.00	8.5/1.01	
Rb/Sr		0.24/3.45	0.23/3.42	Gallet, 1996 [51]
Ba/Sr	Индикаторы гидротермических условий и процессов выщелачивания	4.8/1.97	4.7/1.96	Retallack, 2003 [64]
Sr/Ba		0.20/0.50	0.20/0.50	Добровольский, 1984 [12]
MnO/Sr	Коэффициенты биологической активности	0.10/1.97	0.09/1.92	Retallack, 2003 [64]
(Fe + Mn)/Fe		1.07/1.00	1.07/1.00	
Mn/Fe		0.07/1.09	0.07/1.04	
Mn/Al		0.016/1.14	0.015/1.07	
Na/K	Индекс выноса легкорастворимых солей	0.81/0.69	0.92/0.76	
Na/Al		0.15/0.80	0.17/0.85	
(K + Na)/Al		0.34/0.97	0.35/0.97	
(Ca + Mg)/Al	Индекс изменения карбонатов	0.52/0.52	0.61/0.48	
Ti/Al	Показатели литологической однородности материала	0.09/0.98	0.09/0.99	Schilman et al., 2001 [67]
Ti/Zr		0.56/0.97	0.57/1.02	Hutton (цит. по [57])
CaO/Al_2O_3	Геохимические показатели педогенеза	0.15/0.43	0.21/0.34	Eze, Meadows, 2014 [49]
$Кэ = Al_2O_3/(MnO + CaO + K_2O + MgO + Na_2O)$	Коэффициент элювиирования	2.0/1.44	1.8/1.59	Liu et al., 2009 [60]
$Кп = \sum(Na, K, Mg, Zn)/SiO_2$	Коэффициент подвижности	1.66/1.39	1.61/1.25	Лисецкий, 2016, 2017 [21, 22]
$Fi = (CaO + MgO + 10P_2O_5)/SiO_2$	Индекс потенциального почвенного плодородия	0.08/0.62	0.09/0.53	Taylor et al., 2008 [70]
HM = Co + Cr + Cu + Pb + Sr	Сумма тяжелых металлов	305/0.76	302/0.68	Лисецкий, 2016 [21]

Примечание. Для индексов W над чертой – значения, рассчитанные на содержание оксидов, под чертой – на молярные отношения оксидов.

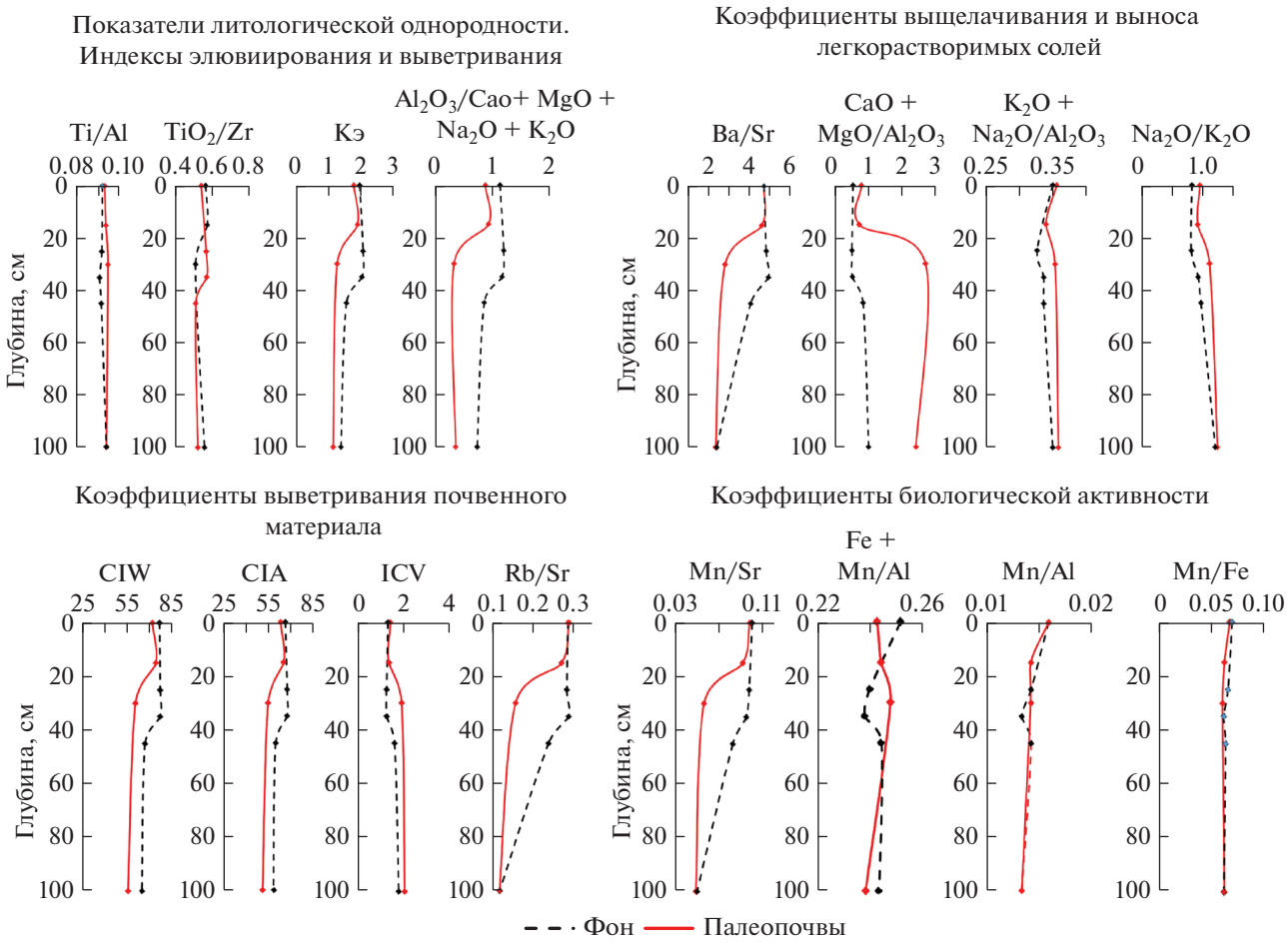

Рис. 3. Профильное изменение геохимических коэффициентов в подкурганной и фоновой почвах.

Sr, который включен в карбонаты [65]. Индекс Rb/Sr введен на основании разницы в устойчивости различных минералов к выветриванию, а именно слюд и калиевых полевых шпатов, ассоциирующихся с Rb, и карбонатов, с которыми связан Sr [52]. Обратное отношение Sr/Ba также является индикатором изменения гидротермических условий и возрастает с усилением аридности климата [12]. Для очень сухих условий показатель может превышать 10, в степных районах он – около 1, в лесостепи – меньше 1 [7]. В профиле исследованной палеопочвы и современного чернозема величина Sr/Ba составляет 0.2 во всех горизонтах.

В палеопочвах по сравнению с фоном на глубине 40–50 см отмечается превышение индекса $(CaO + MgO)/Al_2O_3$, отражающего накопление кальцита. Также в палеопочве значения отношений Na_2O/K_2O, Na_2O/Al_2O_3 несколько больше, чем в современной почве, но в целом изученные почвы не засолены легкорастворимыми солями. Это указывает на меньшую степень вымывания карбонатов, соединений натрия и калия из профиля подкурганной почвы. О меньшей активности выщелачивания оснований из профиля палеопочвы также свидетельствует значение коэффициента элювиирования.

Величины отношений Mn/Al, Mn/Fe и $(Fe_2O_3 + MnO)/Fe_2O_3$ рассматриваются как индикаторы интенсивности биологических процессов, что связано с вовлечением Mn и Fe в процессы биогенного накопления и миграции. Профиль подкурганного чернозема не отличался от современного аналога величинами этих коэффициентов.

Рассчитан индекс потенциального почвенного плодородия в почвах [71]: $Fi = (CaO + MgO + 10P_2O_5)/SiO_2$. Величина индекса Fi мало различалась между современной и древней почвами. При этом отношение усредненного показателя в слое 0–30 см к породе в фоновом черноземе было больше, чем в подкурганных почвах, что может указывать на ослабление в последних биогенно-аккумулятивных процессов. Показатели суммарного содержания тяжелых металлов (Co + Cr + Cu+ Pb + Sr) [21] в слоях 0–10 и 0–30 см изученных почв были близки. Содержание Sr составляло

основную долю в величине этого показателя. Sr ассоциируется с карбонатами и, возможно, остаточно накопился в верхних горизонтах в результате выноса $CaCO_3$ в процесс почвообразования.

Таким образом, в палеопочвах более слабая выщелоченность от карбонатов в средней части профиля, меньшее накопление в поверхностных слоях элементов-биофилов: P, S, Co и меньшая величина индексов выветривания $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ CIA и $CIW = 100Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$ по сравнению с фоновой почвой свидетельствуют, что почва в фазу, предшествующую сооружению курганов, формировалась в несколько более засушливом климате по сравнению с современным. Однако сходство в древних и фоновых почвах морфологических свойств, реконструированного содержания гумуса и усредненных величин большинства коэффициентов выветривания и биологической активности в слое 0–30 см относительно почвообразующей породы свидетельствуют о начавшемся увеличении увлажненности климата.

На это указывает реконструкция климатических условий по палиноспектрам из подкурганных почв некрополя Сростки-I. Отмечалось сокращение доли пыльцы сосны, березы и ивы в то время по сравнению с современными палиноспектрами. Это могло быть обусловлено вырубкой лесов, сокращением количества снега и весенних влагозапасов, а также уменьшением ареалов сосны при более холодных зимах в средневековое время. Влагообеспеченность летом в то время была близка современной, так как мезофитное разнотравье преобладало над сухостепным, его ареал был больше, чем сейчас. Осоки доминировали на расширившихся болотах, возникших при высыхании мелких водоемов, при сокращении водоохранной роли лесов. При этом отмечено небольшое увеличение количества пыльцы ксерофитов семейства полыней, а также маревых и диких злаков, возможно, распространившихся в результате нарушения поверхности при строительстве 61 кургана [24, 32].

Создана древесно-кольцевая хронология “Монгун” длительностью 2367 лет на основе погодичного прироста колец лиственницы сибирской, отобранной с верхней границы ее распространения в Алтае-Саянских горах. Показано, что прирост лиственницы хорошо коррелирует с раннелетней температурой. Установлено, что эта температура была благоприятной в период средневекового потепления в VII–X вв. Отмечались редкие июнь–июльские сильные похолодания 1190–1191 гг. и термические экстремумы 969–991 гг. с температурой, на 1.5°C отличающейся от средних значений [25].

На основании вышеперечисленных исследований можно заключить, что в период развития сросткинской культуры (VIII–XII вв.) и на этапе строительства некрополя Сростки-I природные условия были благоприятными для проживания этого этноса, об этом свидетельствуют педологические, геохимические, палинологические и дендрохронологические данные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено геохимическое и физико-химическое исследование подкурганных и фоновых почв крупного раннесредневекового некрополя Сростки-I и реконструкция палеоклимата того периода на юге Западной Сибири.

В палеопочвах более слабая выщелоченность от карбонатов в средней части профиля, меньшее накопление в поверхностных слоях элементов-биофилов P, S и Co, пониженная величина индекса выветривания $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ по сравнению с фоновым аналогом свидетельствуют о том, что раннесредневековая почва в фазу, предшествующую сооружению курганов, формировались в более засушливом климате по сравнению с современными условиями. Однако сходство морфологических свойств древних и фоновых почвах, реконструированного содержания гумуса и усредненных величин ряда геохимических коэффициентов выветривания $CIA = Al_2O_3 \times 100/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ и Rb/Sr, а также индикаторов интенсивности биологических процессов Mn/Sr, Mn/Al, Mn/Fe в слое 0–30 см относительно индексов почвообразующей породы, свидетельствуют о непродолжительности этапа засушливого климата и начавшейся его гумидизации.

Изученные почвы отличаются большим содержанием Ni, Zn, Ba, Sn и пониженным – Cu и Pb по сравнению с региональным фоном, кларком литосферы и почвами мира. Также в фоновом и подкурганных черноземах сопоставление с кларком литосферы выявило обогащение As и Cd, относящихся к первому классу опасности, что характерно для почв региона. Однако накопление этих тяжелых металлов в изученных почвах не превышало величин допустимых концентраций, опасных для здоровья людей. Отмеченные особенности микроэлементного состава почв в основном определяются химическим, минералогическим и гранулометрическим составом материнских пород. Накопления токсичных элементов, обусловленных антропогенной деятельностью, в фоновых современных почвах по сравнению со средневековыми аналогами не отмечено.

Методом ГИС-технологий на ряде тематических карт показана локализация 21 поселения и 130 некрополей сросткинской общности, функционировавшей во времена викингов во второй половине VIII–XII вв. Установлено, что средневековые поселения располагались на плодородных почвах выровненных площадок с небольшими перепадами высот, вблизи крупных озер, рек

(Обь, Катунь, Бия, Алей и др.) и широких долин при слиянии с ними мелких водотоков.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность участникам археологической экспедиции Алтайского государственного университета и других организаций за помощь в проведении полевых работ и к. б. н. П.И. Калинину из ЦКП ИФХиБПП РАН за выполнение рентген-флуоресцентного анализа и ценные консультации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по теме Государственного задания № 0191-2019-0046, проекта РФФИ 17-05-01151 (лабораторные анализы, ГИС-исследование) и РНФ 16-18-10033 “Формирование и эволюция систем жизнеобеспечения у кочевых социумов Алтая и сопредельных территорий в поздней древности и средневековье: комплексная реконструкция”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Удаленность поселений сросткинской общности от месторождений полезных ископаемых, км.

Рис. S1. Карта распространения памятников средневековой сросткинской культуры на почвенной карте Алтайского края М: 1 млн. Авторы почвенной карты Н.И. Базилевич, И.И. Карманов, В.И. Кравцова, Н.В. Орловский, А.Н. Розов. Здесь и далее: треугольниками обозначены некрополи, квадратами – поселения. № 60 – некрополь Сростки-I на этой карте и картах **S2 и S3**.

Рис. S2. Карта распространения памятников средневековой сросткинской культуры и месторождений полезных ископаемых Алтайского края 1 : 2500000. Карта ВСЕГИНГЕО. Государственный баланс запасов минерального сырья Алтайского края на 10.01.2010.

Рис. S3. Мозаика территории Алтайского края, собранная из композиции 21 мультиспектрального снимка космического аппарата Landsat 8, 2017 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азаренко Ю.А.* Закономерности содержания, распределения, взаимосвязей микроэлементов в системе почва-растение в условиях юга Западной Сибири. Омск: Вариант-Омск, 2013. 232 с.
2. *Александровский А.Л., Бронникова М.А., Водяницкий Ю.Н., Герасимова М.И. и др.* Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Под ред. Таргульяна В.О., Горячкина С.В. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 690 с.
3. *Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В.* Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. № 4. С. 389–399. https://doi.org/10.1134/S0032180X19040026
4. *Бикмулина Л.Р., Якимов А.С., Мосин В.С., Баженов А.И.* Геохимические особенности почв и культурных слоев поселения неолита–энеолита Кочегарово-1 в лесостепной зоне Западной Сибири и их палеоэкологическая интерпретация // Археология, этнография и антропология Евразии. 2017. Т. 45(2). С. 35–44. https://doi.org/10.1746/1563-0110.2017.45.2.035-044
5. *Бронникова М.А., Агатова А.Р., Лебедева М.П., Непоп Р.К., Коноплянникова Ю.В., Турова И.В.* Запись голоценовых изменений ландшафтов высокогорий юго-восточного Алтая в почвенно-литологической серии долины р. Богуты // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1413–1430. https://doi.org/10.1134/S0032180X18120031
6. *Бронникова М.А., Коноплянникова Ю.В., Агатова А.Р., Зазовская Э.П., Лебедева М.П., Турова И.В., Непоп Р.К., Шоркунов И.Г., Черкинский А.Е.* Кутаны криоаридных почв и другие летописи ландшафтно-климатических изменений в котловине озера Ак-Холь (Тува) // Почвоведение. 2017. № 2. С. 158–175. https://doi.org/10.7868/S0032180X17020010
7. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
8. *Горбунов В.В., Тишкин А.А., Кунгуров А.Л.* Поселения сросткинской культуры на территории Лесостепного Алтая: идентификационные признаки // Известия Алтайского гос. ун-та. 2016. Т. 4(92). С. 218–229. https://doi.org/10.14258/izvasu(2016)4-38
9. *Григорьев Н.А.* Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с
10. *Дергачева М.И., Очур К.О.* Реконструкция изменений природной среды в течение голоцена на территории Центрально-Тувинской котловины // Вестник Томского гос. ун-та. Сер. Биология. 2012. № 1. С. 5–17.
11. *Дергачева М.И., Феденева И.Н., Гончарова Н.В.* Эволюция природной среды Северо-Западного и Центрального Алтая в позднем плейстоцене-голоцене // География и природ. ресурсы. 2003. № 1. С. 76–83.
12. *Добровольский В.В.* Геохимия микроэлементов в почве и биосфере // Почвоведение. 1984. № 12. С. 68–78.
13. *Журбин И.В., Борисов А.В., Назмутдинова А.И., Милич В.Н., Петров Р.П., Иванова М.Г., Модин Р.Н., Князева Л.Ф., Воробьева Н.Г., Зинчук С.В.* Комплексное использование методов дистанционного зондирования, геофизики и почвоведения при изучении археологических памятников, разрушенных распашкой // Археология, этнография и антропо-

логия Евразии. 2019. Т. 47(2). С. 103–111. https://doi.org/10.17746/1563-0102.2019.47.2.103-111

14. *Зольников И.Д., Постнов А.В., Лямина В.А., Славинский В.С., Чупина Д.А.* ГИС-моделирование условий обитания, благоприятных для проживания древнего человека в горах Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. 2013. № 3(55). С. 40–47.

15. *Иванов И.В., Приходько В.Е., Замотаев И.В., Манахов Д.В., Новенко Е.Ю., Калинин П.И., Маркова Л.М., Плаксина А.Н.* Синлитогенная эволюция пойменных почв в долинах малых рек Степного Зауралья // Почвоведение. 2019. № 6. С. 645–662. https://doi.org/10.1134/S0032180X19060066

16. *Ильин В.Б.* Тяжелые металлы и неметаллы в системе почва-растение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 220 с.

17. *Кабата-Пендиас А., Пендиас Х.* Микроэлементы в почвах и растениях: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 439 с.

18. *Калинин П.И., Кудреватых И.Ю., Вагапов И.М., Борисов А.В., Алексеев А.О.* Биогеохимические процессы в условиях степных ландшафтов Ергенинской возвышенности в голоцене // Почвоведение. 2018. № 5. С. 526–357. https://doi.org/10.7868/S0032180X18050027

19. *Касимов Н.С., Власов Д.В.* Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 2. С. 7–17.

20. *Курмановский В.С.* Гнёздово и окрестности в XI–XVIII вв.: историко-археологический комплекс // Гнёздовский археологический комплекс. Мат-лы и исследования. 2018. Вып. 1. С. 241–266.

21. *Лисецкий Ф.Н., Смекалова Т.Н., Маринина О.А.* Биогеохимические особенности разновременных залежей в степной зоне // Сибирский экологический журнал. 2016. № 3. С. 436–448. https://doi.org/10.15372/SEJ20160314

22. *Лисецкий Ф.Н., Маринина О.А., Буряк Ж.А.* Геоархеологические исследования исторических ландшафтов Крыма. Воронеж, 2017. 432 с. https://www.researchgate.net/publication/322936359

23. *Ломов С.П., Лыганов А.В., Хисяметдинова А.А., Спиридонова И.Н., Солодков Н.Н.* Современные и погребенные почвы курганных захоронений лесостепной зоны Среднего Поволжья (на примере Коминтерновского кургана I) // Почвоведение. 2017. № 5. С. 558–568. https://doi.org/10.7868/S0032180X17050100

24. *Михаревич М.В., Мыглан В.С., Приходько В.Е.* Реконструкция климата и ландшафтов средневековья на основе палинологического изучения подкурганных почв и дендрохронологических данных горного Алтая (юг Западной Сибири) // Почвоведение. 2020. № 5.

25. *Мыглан В.С., Ойдупаа О.Ч., Ваганов Е.А.* Построение 2367-летней древесно-кольцевой хронологии для Алтае-Саянского региона (горный массив Монгун-Тайга) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2012. № 3 С. 76–83.

26. *Ненашева Г.И.* Растительность и климат голоцена межгорных котловин Центрального Алтая. Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2013. 168 с.

27. *Орлова Л.А.* Голоцен Барабы. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1990. 128 с.

28. *Пампура Т.В., Мейли М., Холм К., Кандодап ф., Пробст А.* Погребенные палеопочвы как фоновые объекты для оценки уровня загрязнения свинцом современных почв Нижнего Поволжья // Почвоведение. 2019. № 1. С. 43–60. https://doi.org/10.1134/S0032180X19010118

29. *Подгорная А.А., Дергачева М.И., Захарова Е.Г.* Гумус палеопочв курганного могильника Санаторный-1 (Западная Сибирь) и реконструкция условий педогенеза на его основе // Вестник Томского гос. ун-та. Сер. Биология. 2008. № 328. С. 198–201.

30. *Полосьмак Н.В., Молодин В.И.* Памятники пазырыкской культуры на плоскогорье Укок // Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. № 4. С. 66–87.

31. *Приходько В.Е., Иванов И.В., Зданович Д.Г., Зданович Г.Б., Манахов Д.В., Инубуши К.* Аркаим – укрепленное поселение эпохи бронзы степного Зауралья: почвенно-археологические исследования. М., 2014. 264 с. https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3861.1369

32. *Приходько В.Е., Михаревич М.В., Азаренко Ю.А., Шаяхметов М.Р., Горбунов В.В., Тишкин А.А., Пивоварова Е.Г.* Междисциплинарное исследование курганов некрополя Сростки-1 и реконструкция климата средневековья Алтая // Современные решения актуальных проблем евразийской археологии. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2018. Вып. 2. С. 119–123.

33. *Пузанов А.В., Бабошкина С.В.* Мышьяк в системе почвы природные воды растения Алтая // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1073–1082.

34. *Рябогина Н.Е., Борисов А.В., Иванов С.И., Занина О.Г., Савицкий Н.М.* Природные условия на юге среднерусской возвышенности в хазарское время (IX–X вв.) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2013. № 3(22). С. 182–194.

35. *Самонова О.А., Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С., Жидкин А.П.* Металлы в почвах малого водосбора лесостепной зоны (Среднерусская возвышенность) // Почвоведение. 2015. № 6. С. 675–684. https://doi.org/10.7868/S0032180X15060106

36. *Спицына Н.Ф., Бахарев В.Г., Морковкин Г.Г.* Микроэлементный состав черноземов умеренно засушливой и колочной степи Алтайского края // Вестник Алтайского гос. аграр. ун-та. 2012. № 11(97). С. 43–45.

37. *Сысо А.И.* Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 277 с.

38. *Тишкин А.А., Горбунов В.В., Горбунова Т.Г.* Алтай в эпоху средневековья: иллюстрированный исторический атлас. Барнаул, 2011. 136 с.

39. *Чендев Ю.Г., Александровский А.Л., Хохлова О.С., Дергачева М.И., Петин А.Н., Голотвин А.Н., Сарапулкин В.А., Земцов Г.Л., Уваркин С.В.* Эволюция

лесного почвообразования на юге лесостепи Среднерусской возвышенности в позднем голоцене // Почвоведение. 2017. № 1. С. 3–16. https://doi.org/10.7868/S0032180X17010038

40. *Шаяхметов М.Р., Приходько В.Е., Горбунов В.В., Тишкин А.А.* Применение данных ГИС-технологий и ДЗЗ при изучении средневековой сросткинской культуры Алтайского края // Мат-лы V Междунар. Науч. конф. "Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли" 11–14.09.2018. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2018. С. 426–429.
41. *Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H.* Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quat. Sci. Rev. 2012. V. 43. P. 74–93. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.005
42. *Blyakharchuk T., Eirikh A., Mitrofanova E., Li H., Kang S.* High resolution palaeoecological records for climatic and environmental changes during the last 1350 years from Manzherok Lake, western foothills of the Altai Mountains, Russia // Quat. Int. 2017. P. 1–16. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.014
43. *Blyakharchuk T., Prikhodko V., Kilunovskaya M., Li H.-C.* Vegetation and climate reconstruction based on pollen records derived from burial mounds soil in Tyva Republic, Cenral Asia // Quat. Int. 2019. V. 507. P. 108–123. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.028
44. *Branvall M.-L., Bindler R., Renberg I., Emteryd O., Bartniki J., Billstrom K.* The Medieval metal industry was the cradle of modern large-scale atmospheric lead pollution in northern Europe // Environ. Sci. Technol. 1999. V. 33. P. 4391–4395.
45. *Bronnikova M., Panin A., Uspenskaya O., Fuzeina Yu., Turova I.* Late Pleistocene-Holocene environmental changes in ultra-continental subarid permafrost affected landscapes of the Terkhol' Basin, South Siberia // Catena. 2014. V. 112. P. 99–111. https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.08.020
46. *Bronnikova M.A., Konoplyanikova Yu.V., Agatova A.R., Lebedeva M.P., Nepop R.K., Lebedeva M.P.* Holocene Environmental Change in South-East Altai Evidenced by Soil Record // Geography, Environment, Sustainability. 2018. V. 11. № 4. P. 100–111. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-4-100-111
47. *Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S.* An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies // Quat. Int. 2011. V. 240. P. 12–21. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.019
48. *Chen J.H., Chen F.H., Feng S., Huang W., Liu J.B., Zhou A.F.* Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval climate anomaly and Little ice age: spatial patterns and possible mechanisms // Quat. Sci. Rev. 2015. V. 107. P. 98–111
49. *Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
50. *Eze P.N., Meadows M.E.* Multi-proxy palaeosol evidence for late Quaternary (MIS 4) environmental and climate shifts on the coasts of South Africa // Quat. Int. 2014. V. 343. P. 159–168. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.026
51. *Gallagher T.M., Sheldon N.D.* A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate // Geology. 2013. V. 41. P. 647–650. https://doi.org/10.1130/G34074.1
52. *Gallet S., Jahn B., Torii M.* Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications // Chem. Geol. 1996. V. 133. P. 67–88.
53. *Glebova A., Sergeev I.* Human settlement, landscapes and environmental change in the Russian Altai Mountains during the Holocene // Quat. Int. 2018. 470. P. 176–193. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.01.002
54. *Goldberg K., Humayun M.* The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil // Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol 2010. V. 293(1). P. 175–183. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.015
55. *Herold H.* Fortified Settlements of the 9th and 10th Centuries AD in Central Europe: Structure, Function and Symbolism // Medieval Archaeology. 2012. 56. P. 60–84. https://doi.org/10.1179/0076609712Z.0000000003
56. *Hu Z., Gao S.* Upper crustal abundances of trace elements: A revision and update // Chem. Geol. 2008. V. 253. № 3–4. P. 205–221.
57. *Jacobs Z., Li B., Shunkov M.V., Kozlikin M.B., Bolikhovskaya N.S., Agadjanian A.K., Uliyanov V.A., Vasiliev S.K., O'Gorman K., Derevianko A.P., Roberts R.G.* Timing of archaic hominin occupation of Denisova Cave in southern Siberia // Nature. 2019. 565. P. 594–599. https://doi.org/10.1038/s41586-018-0843-2
58. *Kabata-Pendias A.* Trace elements in soils and plants. Taylor and Francis Group, LLC. 2011. 468 p.
59. *Klinge M., Sauer D.* Spatial pattern of Late Glacial and Holocene climatic and environmental development in Western Mongolia – A critical review and synthesis // Quat. Sci. Rev. 2019. V. 210. P. 26–50. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.02.020
60. *Lisetskii F.N., Stolba V.F., Pichura V.I.* Late-Holocene palaeoenvironments of Southern Crimea: Soils, soil-climate relationship and human impact // The Holocene. 2017. V 27. № 12. P. 1859–1875. https://doi.org/10.1177/0959683617708448
61. *Liu G., Li L., Wu L., Wang G. et al.* Determination of soil loss tolerance of an entisol in Southwest China // Soil Sci. Soc. Am. J. 2009. V. 73. № 2. P. 412–417.
62. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
63. *Prikhodko V., Puzanova T., Tregub T., Berezutskiy V., Kurbanova F.* Complex paleoecological research of buried soils and reconstruction of the Bronze age climate in the East European plain and adjacent area // 18th GeoConference. SGEM, Albena, Bulgaria. 2018. P. 243–250. https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.2

64. *Reinhold S., Korobov D.C.* The Kislovodsk basin in the North Caucasian piedmonts – archaeology and GIS studies in a mountain cultural landscape // Preistoria Alpina. 2007. V. 42. 181–207.

65. *Retallack G.J.* Soils and Global Change in the Carbon Cycle over Geological Time // Treatise on Geochemistry. 2003. P. 581–605.

66. *Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D., Palagushkina O., Papin D., Frolov, L.* Middle-late Holocene environmental history of Kulunda, southwestern Siberia, vegetation, climate and humans. // Quat. Sci. Rev. 2012. V. 48. P. 32–42. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.002

67. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. Crust. Elsevier Sci. 2003. P. 1–64.

68. *Schilman B., Bar-Matthews M., Almogi-Labin A., Luz B.* Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene // Palaeogeog., Palaeoclima. Palaeoec. 2001. V. 176. P. 157–76.

69. *Sheldon N.D., Tabor N.J.* Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // Earth-Science Rev. 2009. V. 95. P. 1–52.

70. *Skurzyński J., Jary Z., Raczyk J., Moska P., Korabiewski B., Ryzner K., Krawczyk M.* Geochemical characterization of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequence in Tyszowce (Sokal Plateau-Ridge, SE Poland) // Quat. Int. 2018. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.04.023

71. *Taylor G., Pain C.F., Ryan P.J.* Geology, geomorphology and regolith // Guidelines for surveying soil and land resources. Melbourne, 2008. P. 45–60.

72. *Tohru O., Hiroyoshi A.* Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering // Chem. Geol. 2007. V. 240. P. 280–297. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017

73. *Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glacigene Dwyka Formation and postglacial mudrocks in southern Africa // Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1990. V. 81. P. 49–57.

74. *Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 7. P. 1217–1232.

75. *Wuana R.A., Okieimen F.E.* Heavy metals in contaminated soils: A review of sources, chemistry, risks and best available strategies for remediation // ISRN Ecology. 2011. Article ID 40264. P. 1–20. https://doi.org/10.5402/2011/402647

76. *Ying K., Frederiksen C.S., Zheng X., Lou J., Zhao T.* Variability and predictability of decadal mean temperature and precipitation over China in the CCSM4 last millennium simulation // Climate Dynamics. 2018. https://doi.org/10.1007/s00382-017-4060-8

77. *Zhilich S., Rudaya N., Krivonogov S., Nazarova L., Pozdnyakov D.* Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population // Quat. Sci. Rev. 2017. V. 163. P. 152–161. http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.022

78. *Zhang D., Feng Z.* Holocene climate variations in the Altai Mountains and the surrounding areas: A synthesis of pollen records // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 185. P. 847–869. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.007

Reconstruction of the Climate of the Medieval Epoch on the Basis of Soil and Geochemical Studies of Kurgans of the Srostki Culture in the South of Western Siberia

V. E. Prikhodko[1, *], Yu. A. Azarenko[2], M. R. Shayakhmetov[2], A. A. Tishkin[3], V. V. Gorbunov[3], and E. G. Pivovarova[4]

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

[2]*Stolypin Omsk State Agrarian University, Omsk, 644008 Russia*

[3]*Altai State University, Barnaul, 659049 Russia*

[4]*Altai State Agrarian University, Barnaul, 656049 Russia*

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

The environmental diversity of Altai region is of great interest for researchers. There are many monuments of cultural heritage in the region, which are still poorly studied by natural scientific methods. Paleosols and background soils of the large Srostki-I necropolis of the Early Medieval epoch have been examined by pedological and geochemical methods with the aim to trace changes in the soil properties over time and to apply these data for reconstruction of the paleoclimate. This kurgans group is located in Biysk district of the Altai region and, according to the radiocarbon method, dates back to 890 ± 105–975 ± 85 AD (calibration 1δ). Paleosols of the Medieval epoch are characterized by a weaker leaching of carbonates in the middle part of the profile, lower accumulation of biophilous elements (P, S, Co) in the upper horizons, and lower values of the weathering index $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ in comparison with the background surface soils. Thus, in the period before the construction of the kurgans, these paleosols were formed under somewhat more arid climate in comparison with the present time. However, the similarity of these paleosols and background surface soils in their morphological properties, reconstructed humus content, and averaged values of

weathering indices $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ and Rb/Sr, as well as Mn/Sr, Mn/Al, and Mn/Fe indices characterizing the degree of biological activity attest to humidization of the paleoclimate during the period of construction of the kurgans. Among highly hazardous pollutants of the first toxicity class, the studied soils are enriched with As and Cd (in comparison with natural abundances of these elements in the lithosphere). In general, regional soils and parent materials are enriched in As, Ni, Zn, Ba, and Sn, though the concentrations of these heavy metals in the soil profiles remain below the corresponding maximum permissible concentrations. The accumulation of toxic substances under the impact of anthropogenic pollution in the profiles of studied soils does not exceed the permissible values. The concentrations of heavy metals in the background surface soils are no higher than those in the medieval paleosols. The application of GIS technology demonstrated that 21 settlements and 130 necropolises of the Srostki community (second half of the 8th–12th centuries AD) were localized on fertile soils of level areas near large lakes and rivers (the Ob, Katun, Biya, Aley, and other rivers) and within wide valleys at the confluence of small streams with them.

Keywords: paleoclimate reconstruction, paleosol, geochemical coefficients, pollutants, GIS technology, Altai region

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 279–290

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.481:631.41

ПОЧВЕННО-АРХЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СРЕДНЕВЕКОВОГО ВОТИКЕЕВСКОГО КОМПЛЕКСА В СЕВЕРНОЙ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

© 2020 г. Р. Р. Сулейманов[a, b, *], В. В. Овсянников[c], А. Г. Колонских[d], Е. В. Абакумов[e], А. Я. Кунгурцев[b, f], А. Р. Сулейманов[a]

[a]*Уфимский институт биологии УФИЦ РАН, пр. Октября, 69, Уфа, 450054 Россия*
[b]*Башкирский государственный университет, ул. Заки Валиди, 32, Уфа, 450076 Россия*
[c]*Ордена Знак Почета Институт истории, языка и литературы УФИЦ РАН, пр. Октября, 71, Уфа, 450054 Россия*
[d]*Институт этнологических исследований имени Р.Г. Кузеева УФИЦ РАН, ул. Аксакова, 7, Уфа, 450077 Россия*
[e]*Санкт-Петербургский государственный университет, 16-я линия ВО, 29, Санкт-Петербург, 199178 Россия*
[f]*Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина, ул. Мира, 19, Екатеринбург, 620002 Россия*
**e-mail: soils@mail.ru*

Поступила в редакцию 12.03.2019 г.
После доработки 26.07.2019 г.
Принята к публикации 27.10.2019 г.

Почвенно-археологические исследования проведены на территории памятника “Вотикеевский археологический комплекс” (бахмутинская культура эпохи раннего средневековья V–VII вв. н. э.), расположенного в 30 км севернее г. Уфы (подзона северной лесостепи Республики Башкортостан, Южный Урал). Определены общие и морфологические свойства почв, установлены параметры структурного состояния молекул гуминовых кислот с использованием ^{13}C ЯМР-спектроскопии. Показано, что на территории памятника распространены легкоглинистые темно-серые почвы (Phaeozems). Их гумусовые горизонты (мощностью до 51 см) характеризуются содержанием органического углерода 1.5–3.6%, нейтральной реакцией среды; величиной емкости катионного обмена от 35 до 29 смоль(экв)/кг почвы с преобладанием обменного кальция. Отмечается повышенное содержание валового фосфора с максимумом 4631 мг/кг почвы в слое 0–50 см, что обусловлено жизнедеятельностью древнего человека и не оказывает существенного влияния на содержание подвижных форм фосфора и калия, а также щелочногидролизуемого азота. На глубине 30–42 см обнаружены линзы более светлой окраски с примесью мелкого песка и фрагментами керамики и костей, что позволяет отнести их к материалу, перемещенному древним человеком. Эти линзы характеризуются бóльшим содержанием валового фосфора (7295 мг/кг почвы) и величиной электрического сопротивления (1130 Ом · м) по сравнению с вмещающим их горизонтом. Анализ методом ^{13}C ЯМР-спектроскопии показал, что в гумусовом горизонте почвы и в материале, перемещенном человеком, преобладают гуминовые вещества с сильновыраженным пиком ароматических соединений замещенного и незамещенного типа, связанные с полимеризованными структурами макромолекул гуминовых веществ, что характерно для черноземов. Время функционирования археологического комплекса приходится на период раннесубатлантического потепления.

Ключевые слова: темно-серая почва (Phaeozems), археологический памятник, физические и химические свойства, гумусовые вещества, ^{13}C ЯМР-спектроскопия

DOI: 10.31857/S0032180X20030089

ВВЕДЕНИЕ

Изучению почвенного покрова археологических памятников уделяется особое внимание. Такие исследования позволяют проводить реконструкцию климатических условий, устанавливать закономерности эволюции почв во времени и пространстве, выявлять особенности взаимодействия древнего человека с окружающей средой [8, 11, 38–43, 53, 56, 61]. Изучая жизнедеятельность прошлых сообществ можно прогнозировать их развитие в условиях современных глобальных социально-климатических изменений [50, 57].

Палеопочвенные и почвенно-археологические исследования на территории Республики Башкортостан проводили в подзоне южной лесостепи в пределах левой части водосбора бассейна р. Белая, почвенный покров которого в основном пред-

ставлен черноземами [16, 26, 31–33, 52]. На примере Мурадымовского поселения (Аургазинский район Республики Башкортостан) бронзового века показано, что в культурных отложениях происходило выщелачивание солей во влажные сезоны, которое сопровождалось процессом миграции вверх и осаждения солей во время летних засух и сильных заморозков [52]. При изучении курганов срубной культуры бронзового века (Стерлибашевский и Стерлитамакский районы Республики Башкортостан) с использованием почвенных и палинологических методов отмечено, что в период их возведения климат был более влажным, чем в настоящее время, при этом фоновые современные и древние легкосуглинистые маломощные черноземы типичные карбонатные по морфологическим и физико-химическим свойствам имеют большое сходство [26].

В обобщающей работе [43] по вопросу позднеголоценового этапа лесного почвообразования в придолинных частях водоразделов на территории лесостепи Среднерусской возвышенности показано, что на северной половине лесостепи уже существовали ареалы серых лесных почв, сформированные под широколиственными лесами. В то же время на южной половине продолжали формироваться черноземы под травянистой растительностью.

В настоящей работе предпринята попытка провести почвенно-археологическое обследование территории памятника Вотикеевский археологический комплекс (бахмутинская археологическая культура эпохи раннего средневековья), расположенного в северной лесостепной зоне Южного Предуралья (Республика Башкортостан).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

“Вотикеевский археологический комплекс” располагается примерно в 30 км на север от г. Уфы и 0.5 км восточнее с. Вотикеево (входит в состав Орджоникидзевского района городского округа г. Уфа, 54°52′27″ N, 56°13′11″ E) на правом коренном берегу р. Уфы. Он состоит из двух поселений разного типа: Вотикеево-1, селище и Вотикеево-2, городище. Поселение Вотикеево-1, селище выявлено Е.В. Руслановым в 2016 г. [29]. Площадь территории объекта Вотикеево-1, селище ~3500 м^2, протяженность периметра – 390 м. В 2017 г. селище осматривались В.В. Овсянниковым и А.Г. Колонских, ими выявлено Вотикеево-2, городище, которое расположено примерно в 1 км северо-восточнее селища. Площадь территории объекта Вотикеево-2, городище ~4600 м^2, протяженность периметра – 340 м (рис. 1). В ходе изучения собран археологический материал, а также заложено два рекогносцировочных разреза на площадках селища и городища [14].

В ходе осмотра площадок “Вотикеевского археологического комплекса” обнаружено большое количество фрагментов лепных сосудов. Орнамент представлен ямочными вдавлениями, редко в сочетании с насечками в виде “елочки”. Цвет от светло-желтого и светло-серого до коричневого и темно-серого. Примеси в формовочных массах представлены крупным песком, галькой и дресвой. Данная керамика имеет аналогии в посуде чандарского типа, относящегося к бахмутинской культуре эпохи раннего средневековья V–VII вв. н. э. Аналогичные керамические изделия обнуружены в обоих разрезах. Что позволяет констатировать синхронность и однокультурность селища и городища. Концентрация находок составила для Вотикеево-1, селище – 0.071 шт./дм и Вотикеево-2, городище – 0.059 шт./дм^2.

Индивидуальные находки представлены фрагментами глиняного биконического пряслица, а также металлическими изделиями. Хронологическими маркерами служат находки подвески в виде фигурки медведя и фрагментов бронзовой бабочковидной фибулы, которые позволяют сузить дату существования комплекса поселений V вв. н. э. [22, 34]. Кроме собственно вещей бахмутинского типа, на городище встречены предметы раннего железного века. Две бронзовых накладки, зооморфная пряжка с неподвижным язычком, 12 трехлопастных наконечников стрел и фрагмент зеркала аналогичны предметам из некрополей кара-абызской археологической культуры [20, 27]. Эти вещи датируются в пределах IV–II вв. до н. э. Также на площадке городища обнаружены две подвески более позднего, возможно, X–XII вв. н. э.

Основное время функционирования исследованных поселений относится к эпохе раннего средневековья и датируется V в. н. э. Обнаруженные на городище поздние вещи, вероятно, являются случайными находками и не образуют слоя поселения, существовавшего на месте бахмутинского. То же можно сказать и о более ранних находках. Предметы кара-абызской культуры сконцентрированы лишь на одном участке площадки городища, наряду с фрагментами бронзовых слитков и “всплесков” (пролитых случайно фрагментов жидкого металла), металлического лома и шлаков. Они являются следами цветной металлообработки эпохи раннего средневековья. Сырьем для литейщиков в данном случае служили вещи более ранней эпохи. Подтверждением данного предположения является отсутствие в материалах городища керамики раннего железного века. Аналогичный археологический материал, близкое расположение, а также различное функциональное назначение площадок изученных поселений позволяют объекты Вотикеево-1, селище и Вотикеево-2, городище объединить в рамках синхронного археологического комплекса.

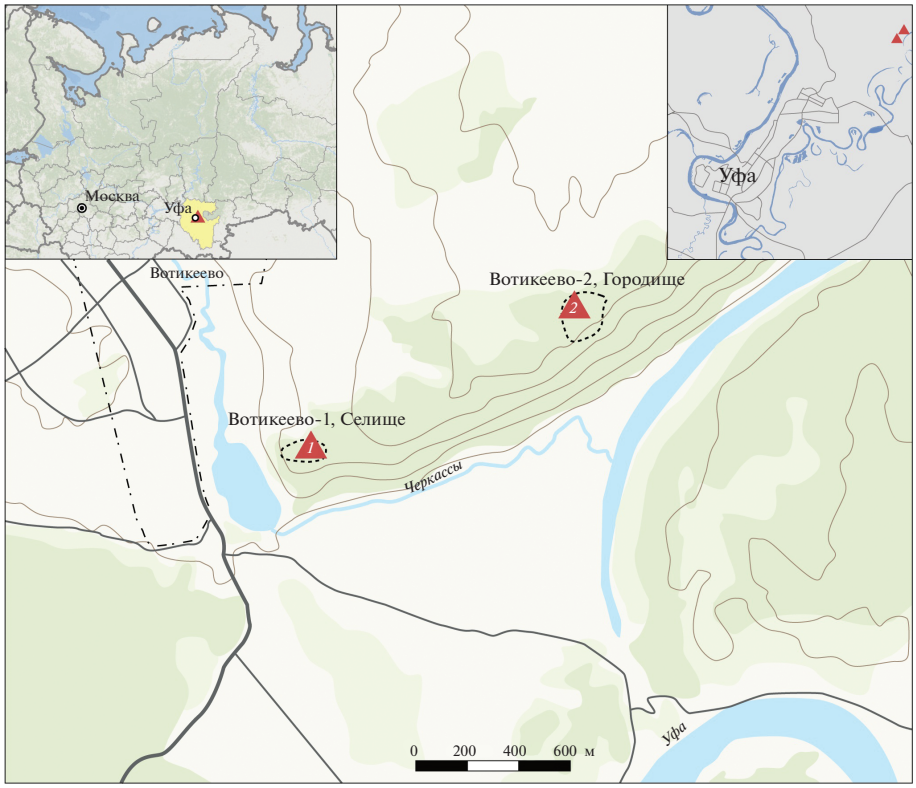

Рис. 1. Карта местоположения памятника “Вотикеевский археологический комплекс”: *1* – разрез 1-2017; *2* – разрез 2-2017.

Согласно физико-географическому районированию Республики Башкортостан, территория археологического памятника находится в пределах Правобережного Прибельского округа в подзоне северной лесостепи. Округ характеризуется развитием увалистых и холмистых равнин. Наиболее древними образованиями, выходящими на дневную поверхность, являются отложения кунгурского яруса пермской системы, представленные гипсами, ангидритами, известняками и доломитами. Они наиболее распространены в восточной части округа [36]. В западной части округа преобладают уфимские (верхнепермские) красноцветные породы – песчаники, глины, мергели с прослоями известняков и гипса. Климат отличается умеренной континентальностью и средней увлажненностью. Средняя годовая температура воздуха колеблется в пределах 1.7–2.8°С. Средняя температура января – в пределах от –14.3 до –16.2°С. Зима характеризуется устойчивой морозной погодой, снегопадами и редкими оттепелями. Средняя температура июля – 18–19.3°С. Лето теплое и ясное, с редкими ливнями. Среднее годовое количество осадков составляет 450–550 мм [25, 36].

Повсеместное распространение в округе получили серые в различной степени оподзоленные почвы, сформированные на делювиальных отложениях глинистого гранулометрического состава, в них вкраплены черноземы оподзоленные. Отдельными пятнами встречаются подзолистые и своеобразные коричневые лесные почвы, развитые на элювии мергелей. Растительность представлена широколиственными лесами, которые располагаются по крутым склонам, вершинам водоразделов, балкам и карстовым воронкам. Они в основном состоят из липы (*Tilia cordata* Mill.) с примесью дуба (*Quercus robur* L.), клена (*Acer platanoides* L.), ильма (*Ulmus glabra* Huds.), вяза (*Ulmus laevis* Pall.), березы (*Betula pendula* Roth) и осины (*Populus tremula* L.). В подлеске – черемуха (*Padus avium* Mill.), бересклет (*Euonymus verrucosa* Scop.), лещина (*Corylus avellana* L.). В травянистом покрове – сныть (*Aegopodium podograria* L.), папоротники (*Dryopteris filix-mas* (L.) Schott, *Pteridium aquilinum* (L.) Kuhn, *Athyrium filix-femina* (L.) Roth), копытень (*Asarum europaeum* L.), звездчатка (*Stellaria holostea* L.), борец (*Aconitum septentrionale* Koelle), вороний глаз (*Paris quadrifolia* L.) Естественный травянистый покров безлесных пространств представлен злаково-разнотравными степями лугового типа. На склонах южной экспозиции имеются участки злаковых степей с присутствием ковылей и овсяниц [25, 36].

Морфологическое описание почвенных разрезов, заложенных на территории археологического памятника:

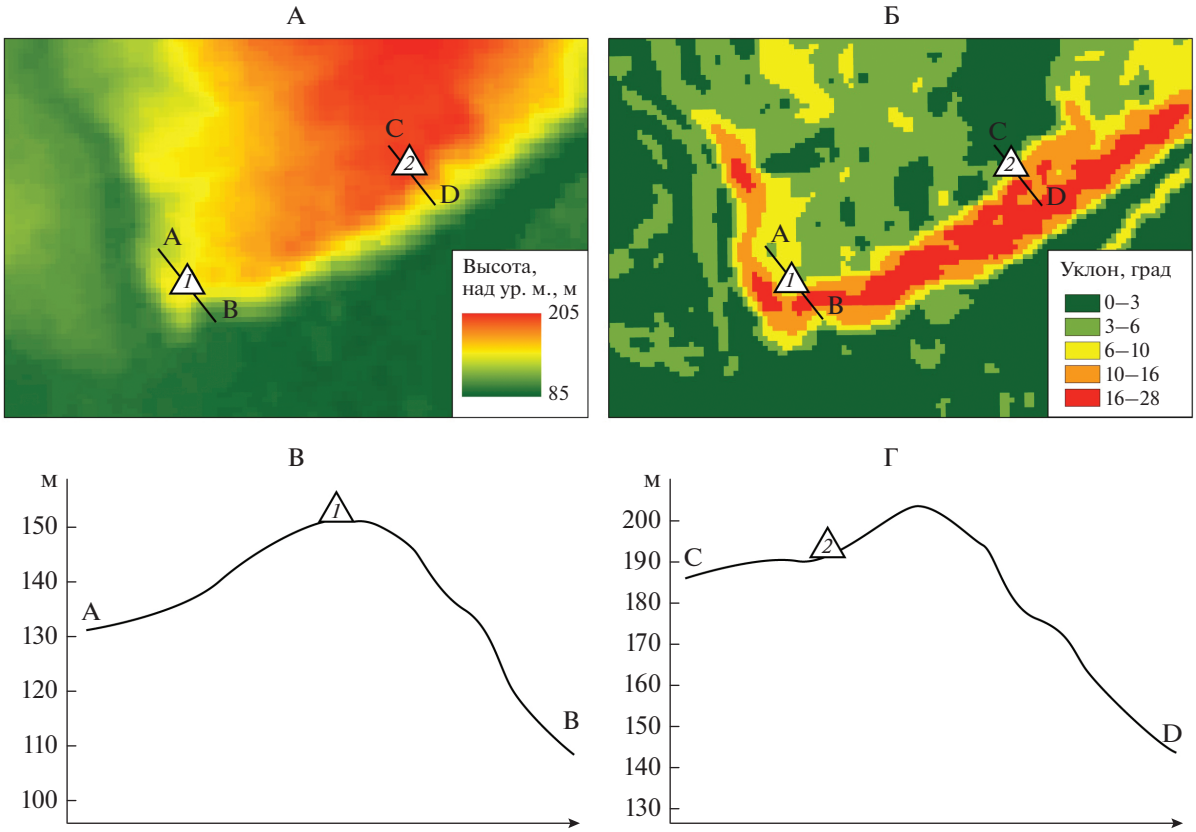

Рис. 2. Геоморфометрический анализ территории памятника “Вотикеевский археологический комплекс”: А – цифровая модель рельефа (NASA’s Shuttle Radar Topography Mission); Б – карта уклонов; В – профиль рельефа (А–В) через разрез 1-2017; Г – профиль рельефа (C–D) через разрез 2-2017.

Разрез 1-2017 (Вотикеево-1, селище; 54°52′12″ N, 56°13′46″ E). Правый коренной берег р. Уфа, широколиственный лес (дуб, клен, липа, осина), верхняя часть покатого склона северо-западной экспозиции, высота 151 м над ур. м. (рис. 1, 2).

AY, 0–51 см. Темно-серый, влажноватый, пылеватый суглинок, мелкоореховатый, переплетен корнями, единичные включения щебенки гипса, на глубине в пределах 30–42 см встречаются прослойки бесструктурных линз[1] буровато-серого цвета, с примесью песка и включениями археологических артефактов, граница волнистая, переход постепенный.

BEL, 51–64 см. Буровато-темно-серый, влажноватый, средний суглинок, ореховатый, кутаны, осветленные зоны, скелетаны, граница карманная, переход ясный.

BT, 64–77 см. Бурый, влажный, тяжелый суглинок, призматический, гумусовые затеки, лакировка по граням структурных отдельностей, граница ровная, переход постепенный.

C, 77–90 см. Бурый, сырой, бесструктурный, вязкий, делювиальная пылеватая глина.

Почва – темно-серая (*Phaeozems*) с включениями материала, перемещенного человеком (**HTM**).

Разрез 2-2017 (Вотикеево-2, городище; 54°52′29″ N, 56°14′44″ E). Правый коренной берег р. Уфа, широколиственный лес (клен, ольха), поверхность покрыта ветками, травянистая растительность практически отсутствует, нижняя часть сильно покатого склона западной экспозиции, высота 192 м над ур. м.

AY, 0–20 см. Темно-серый, влажноватый, легкий суглинок, мелкоореховатый, переплетен корнями, включения фрагментов керамики и костей, граница ровная, переход резкий.

BEL, 20–34 см. Рыжевато-бурый, влажный, средний суглинок, в основном – бесструктурный, местами имеются агрегаты мелкоореховатого ти-

[1] В горизонте AY (0–51 см) встречаются линзы с включениями осколков лепных сосудов и мелких фрагментов костей (верхняя граница распространения линз составляет 30 см, нижняя – 42 см от дневной поверхности). Наличие артефактов в линзах позволяет предположить, что они образовались в результате хозяйственной деятельности древнего человека, поэтому, согласно [28], в дальнейшем будем называть их “материал, перемещенный человеком” (англ. HTM, 30–42 см).

па, кутаны, осветленные участки, включения керамики и угля, граница ровная, переход резкий.

AYhh, 34–46 см[2]. Буровато-серый, сырой, мелкокомковатый, средний суглинок, включения фрагментов керамики и костей.

Почва – темно-серая урбистратифицированная.

В почвенных образцах, отобранных по генетическим горизонтам, аналитические исследования проводили общепринятыми методами: гранулометрический и микроагрегатный состав определяли по Качинскому [6, 12]; содержание углерода – по Тюрину с окончанием по Орлову и Гриндель; щелочногидролизуемого азота – по Корнфилду; валового фосфора – по Гинзбургу; подвижного фосфора и калия – по Чирикову; кальция и магния – трилонометрическим методом; реакцию среды – потенциометрически [1, 3]; измерения удельного электрического сопротивления проводили при помощи портативного прибора Landmapper [35].

Экстракцию гуминовых кислот (**ГК**) для анализа методом ^{13}C ЯМР-спектроскопии проводили из воздушно-сухих образцов почв путем двукратной обработки 0.1 М раствором NaOH (соотношение почва раствор 1 : 10) после декальцирования 0.1 М раствором соляной кислоты. Далее к щелочному экстракту добавляли насыщенный раствор Na_2SO_4 (20% от объема экстракта) для коагуляции коллоидных частиц и центрифугировали в течение 1 ч при 13000 об./мин. ГК осаждали в очищенном экстракте, доводя pH раствора до 2. Для очистки препаратов ГК их подвергали диализу, затем переносили в фарфоровые чашки и сушили в сушильном шкафу при температуре 40°С [44]. Исследования образцов методом ЯМР проводили на спектрометре Bruker Avance III WB 400. Твердофазные образцы помещали в ротор внешним диаметром 4 мм, изготовленный из оксида циркона, и вращали с частотой 12.5 кГц под “магическим углом” к направлению постоянного магнитного поля. Для регистрации спектров на ядрах ^{13}C использована кросс-поляризационная последовательность возбуждающих импульсов (методика CP MAS). Время контакта составило 2 мс, время задержки – 1 с, число накоплений – 50000 [15]. Степень ароматичности ГК рассчитывали по [44]

[2] В районе разреза 2-2017, расположенного в нижней части сильнопокатого склона, отмечается проявление водной эрозии, которая могла быть обусловлена как развитием деградационных процессов верхнего слоя почвы вследствие жизнедеятельности древнего человека, так и отсутствием травянистого покрова под пологом леса, что привело к периодическому переносу, переотложению эрозионного материала и формированию погребенного гумусово-аккумулятивного горизонта AYhh. По литературным данным имеются сведения о возможности развитии водной эрозии вследствие хозяйственной деятельности древнего человека (ведение сельского хозяйства, вырубка лесов) [51, 58].

Геоморфометрический анализ территории выполняли с использованием геоинформационной системы QGIS на основе цифровой модели рельефа с разрешением 30 м – NASA’s Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (https://www2.jpl.nasa.gov/srtm).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфологические и химические свойства

Почвенный покров территории в районе разреза 1-2017 представлен темно-серой почвой. Мощность гумусово-аккумулятивного горизонта составляет примерно 50 см, при этом среднее содержание органического углерода в этом горизонте находится на уровне 3.6% и постепенно плавно снижается с глубиной к почвообразующей породе до ~1%. С поверхности реакция среды нейтральная (pH_{H_2O} 6.0–5.8), которая подкисляется до 5.7 ед. в субэлювиальном горизонте BEL, и далее с глубиной увеличивается до 6.0 ед. pH. Сумма обменных катионов в профиле почвы изменяется от 35.5 до 29.5 смоль(экв)/кг почвы, среди которых преобладает кальций (табл. 1).

Темно-серая почва характеризуется очень высоким содержанием валового фосфора, если у зональных почв этот показатель составляет 1600–2100 мг/кг почвы в гумусовом горизонте [25], то у почвы поселения он увеличивается до 4631 и 3934 мг/кг почвы. Следует отметить, что фосфор является уникальным элементом в качестве чувствительного и постоянного индикатора человеческой деятельности. Источниками его поступления являются человеческие отходы, захоронения, продукты животноводства, внесение удобрений [55, 60]. При этом содержание подвижных форм фосфора и калия, а также щелочногидролизуемого азота остается в пределах зональных показателей [25].

НТМ (30–42 см) отличается от генетических горизонтов темно-серой почвы физико-химическими, химическими и физическими свойствами. Реакция среды НТМ составляет 6.4 ед. pH при 5.9 в горизонте AY на глубине 30–50 см, в толще которого и располагается НТМ, также значительные превышения отмечаются по содержанию валового фосфора (7295.1 мг/кг почвы) и величины удельного электрического сопротивления (1130 Ом · м). Кроме того, отмечается некоторое увеличение содержания органического углерода и обменного Ca^{2+} в составе почвенно-поглощающего комплекса. Содержание подвижного калия и щелочногидролизуемого азота находится примерно на одном уровне с вмещающим его горизонтом AY, при некотором превышении концентрации подвижного фосфора.

По химическим свойствам почва разреза 2-2017 близка к показателям почвы разреза 1-2017, за ис-

Таблица 1. Химические свойства почв памятника “Вотикеевский археологический комплекс”

Горизонт, глубина, см	pH		$C_{орг}$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+} + Mg^{2+}$	P_2O_5		N*	$K_2O_{обм}$
	H_2O	KCl	%	смоль(экв)/кг почвы			подв	вал	мг/кг почвы	
Разрез 1-2017										
AY, 0–20	6.0	5.4	3.64	26	10	36	116	4631	224	900
AY, 30–50	5.9	5.2	3.21	25	10	35	20	3934	147	1100
BEL, 51–64	5.8	4.8	2.22	23	7	30	53	1455	105	900
BT, 64–77	5.8	4.7	1.33	25	5	30	72	942.6	35	900
C, 77–90	6.1	4.8	0.99	24	5	29	60	840.2	49	800
HTM, 30–42	6.4	5.7	3.45	29	8	37	72	7295	161	800
Разрез 2-2017										
AY, 0–20	5.5	4.6	1.53	24	6	30	66	2193	210	900
BEL, 20–34	5.4	4.0	1.11	18	6	24	56	984	42	900
AYhh, 34–46	5.6	4.4	2.17	21	8	29	70	1537	112	900

* Азот щелочногидролизуемый.

Таблица 2. Гранулометрический состав гумусового горизонта почвы памятника “Вотикеевский археологический комплекс” (разрез 1-2017)

Горизонт, глубина, см	Содержание фракций, %; размер фракции, мм								*K*
	>0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01	>0.01	
AY, 0–20	0.2/19	2/29	26/29	14/9	39/9	18.8/5	71.8/23	28.2/77	29
AY, 30–50	0.2/15	0.9/26	27/30	13/8	41/12	17.9/9	71.9/29	28.1/71	50
HTM, 30–42	0.4/7	4/25	26/37	11/11	38/14	20.6/6	69.6/31	30.4/69	33

Примечание. Над чертой – гранулометрический; под чертой – микроагрегатный состав; *K* – коэффициент дисперсности по Качинскому.

ключением содержания органического углерода, которое примерно в два раза ниже: для горизонта AY (0–20) – 1.53, погребенного горизонта AYhh (34–46 см) – 2.17%, что, вероятно, объясняется развитием эрозионных процессов на этом участке. В горизонтах AY и AYhh отмечается повышенное содержание валового фосфора, которое, возможно, также имеет антропогенное происхождение и составляет 2192.6 и 1536.9 мг/кг почвы соответственно.

Физические свойства. Анализ гранулометрического состава показал, что и гумусово-аккумулятивный горизонт темно-серой лесной почвы и HTM, расположенный в нем, классифицируются по Н.А. Качинскому как легкоглинистый, преобладающими являются фракции мелкой и крупной пыли (табл. 2). Следует отметить, что в HTM отмечается повышение содержание фракции песка мелкого до 4%, вероятно, это связано с его привносом в результате жизнедеятельности древнего человека.

В микроагрегатном составе слоя 0–20 см почв преобладают агрегаты размером 0.25–0.05 и 0.05–0.01 мм, и доля каждой фракции составляет ~29%. На глубине 30–50 см заметно некоторое изменение содержания микроагрегатов всех фракций, но преобладают размерности 0.05–0.01 мм (содержание ~30%), что отобразилось на изменении коэффициента дисперсности по Качинскому с 29 до 50. Следует отметить, что в целом коэффициент дисперсности соответствует типу темно-серых лесных почв, представленных в регионе [25]. В составе HTM также преобладают микрогарегаты размером 0.05–0.01 мм, но их доля уже достигает примерно 37%, а коэффициент дисперсности – 33.

В профиле изученных почв максимальные значения удельного электрического сопротивления отмечаются в верхнем гумусово-аккумулятивном горизонте (802–881 Ом · м) и постепенно

снижаются к почвообразующей породе (332 Ом · м). В то же время этот показатель был максимальным 1130 Ом · м в НТМ разреза 1–2017 (рис. 3). Следует отметить, что на величину удельного электрического сопротивления оказывает влияние как протекание различных процессов почвообразования, так и широкий комплекс свойств почв [23, 24]. В данном случае можно предположить, что на увеличение величины удельного электрического сопротивления в линзе повлияло изменение гранулометрического состава, состава гуминовых кислот и повышенное содержание валового фосфора.

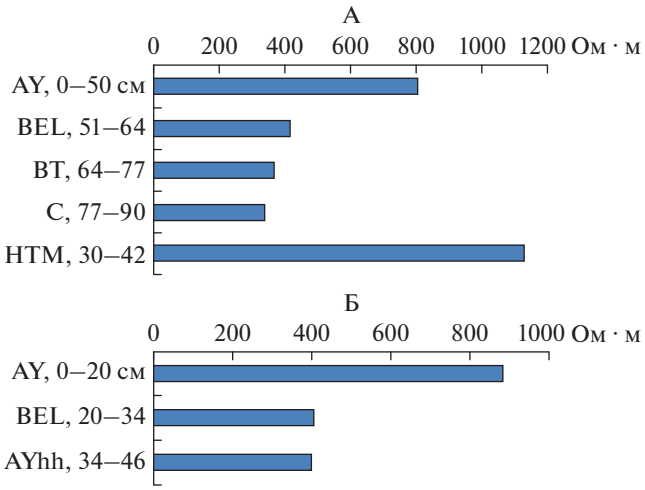

Рис. 3. Величина удельного электрического сопротивления в профиле почв памятника “Вотикеевский археологический комплекс”: А – разрез 1-2017, Б – разрез 2-2017.

Характеристика гуминовых кислот

Известно, что гумусовые вещества представляют собой гетерогенную, полидисперсную систему высокомолекулярных, азотсодержащих, ароматических органических соединений кислотной природы, а гумусообразование – процесс формирования динамичной системы органо-минеральных соединений в профиле почв, соответствующей экологическим условиям ее функционирования [21]. Поэтому в археологическом почвоведении большое внимание уделяется изучению гуминовых кислот как древних погребенных почв, так и современных, поскольку они являются источником информации о природной среде их формирования [4, 9]. Для этих целей в последнее время все чаще используются точные инструментальные методы, в частности спектроскопия ядерного магнитного резонанса для твердофазного вещества [2, 10, 49]. Этот метод позволяет оценивать степень стабилизации органического вещества в почвах различных природных зон [37, 45–47] и в различных вариантах землепользования [54, 59].

На рис. 4 приведены спектры ^{13}C-ЯМР для препаратов гуминовых кислот, выделенных из почвенных образцов горизонта AY (разрез 1-2017): AY (0–20 см), AY (30–50 см) и погребенного НТМ (30–42 см), а в табл. 3 приводится содержание углерода различных структурных фрагментов молекул гуминовых кислот в этих же образцах. Спектры выделенных препаратов гуминовых кислот являются в целом однотипными, однако при детальном рассмотрении наблюдаются небольшие отличия. Например, в спектральной области 0–47 ppm в препарате ГК из горизонта AY на глубинах 0–20 и 30–50 см обнаружен сигнал 33 ppm, соответствующий незамещенным алифатическим фрагментам метиленовых атомов углерода, появляющимся в результате накопления воско-смол, липидов и суберин-овых структур растений [47]. В НТМ (30–42 см) с включениями антропогенного материала сигнал в данной спектральной области не обнаружен, что свидетельствует о специфике гумификации в условиях антропогенного почвообразования.

В препарате ГК из гумусово-аккумулятивного горизонта AY с глубины 0–20 см в диапазоне 47–60 ppm, обусловленном присутствием лигниновых фрагментов [47], обнаружен сигнал 52 ppm, тогда как в горизонте AY, расположенном ниже, на глубине 30–50 см в диапазоне 47–60 ppm сигнал не выражен. Это может быть связано с недостаточным количеством метоксильных групп, связанных с присутствием лигниновых фенил-

Таблица 3. Содержание углерода в структурных фрагментах молекул гуминовых кислот темно-серой почвы (по данным ^{13}C-ЯМР спектроскопии, разрез 1-2017)

Горизонт, глубина, см	Величина химического сдвига, ppm				Ароматичность, %
	0–45	45–110	110–160	160–220	
	C_{Alk}	C_{AlkO}	$C_{Ar} + C_{ArO}$	$C_{COOH} + C_{C=O}$	
AY, 0–20	12.5	29.1	48.0	10.4	0.54
AY, 30–50	10.0	14.2	48.9	26.9	0.66
НТМ, 30–42	13.6	16.2	60.8	9.4	0.67

Примечание. C_{Alk} – углерод алкильных групп, C_{AlkO} – алифатический углерод, связанный с кислородом, $C_{Ar} + C_{ArO}$ – незамещенный или С-замещенный ароматический углерод, $C_{COOH} + C_{C=O}$ – карбонильный и карбоксильный углерод.

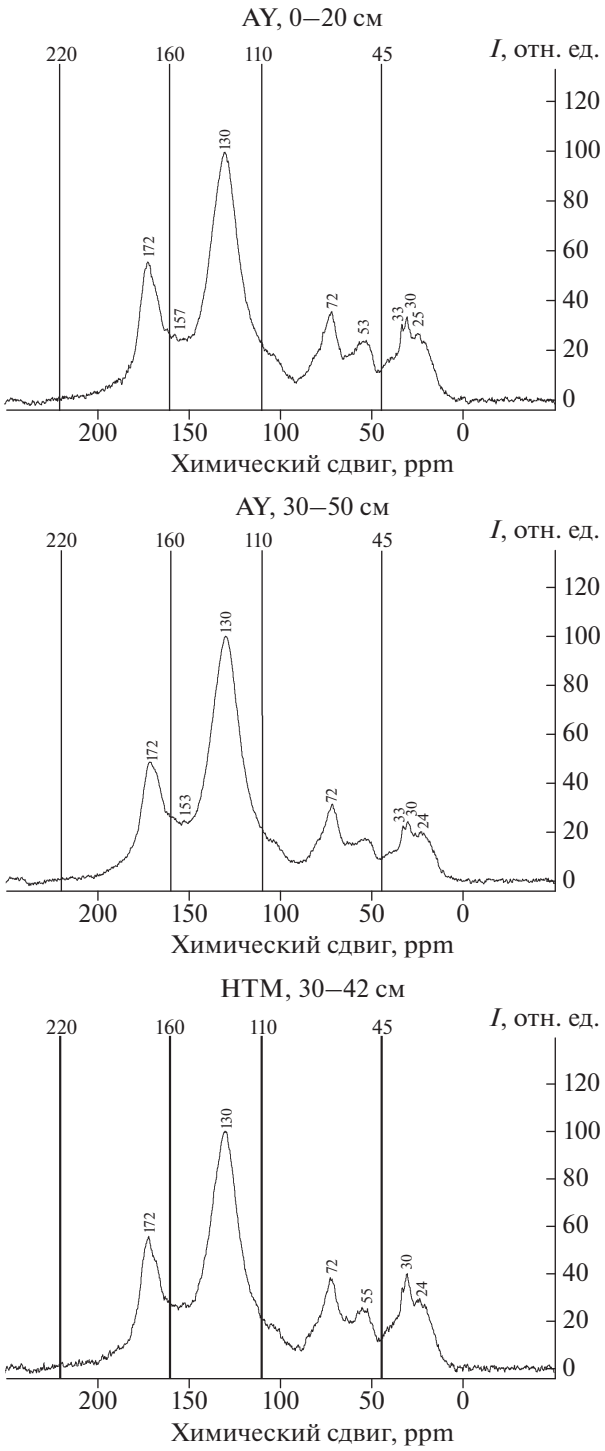

Рис. 4. ^{13}C ЯМР-спектры гумусовых кислот темно-серой почвы (разрез 1-2017).

пропановых фрагментов [47]. В погребенном НТМ (30–42 см) в диапазоне 47–60 ppm присутствует сигнал 55 ppm, аналогичный гумусово-аккумулятивному горизонту AY с глубины 0–20 см. Поскольку лигнин, как сложное полимерное соединение, входит в состав стенок клеток растений [48], то основным его поставщиком в почву являются постмортальные фрагменты высших сосудистых растений [13]. Так как слой AY (30–50 см) отделен от источников растительного материала вышележащим слоем AY (0–20 см), то метоксильные группы лигниновых фрагментов в большей степени представлены в вышележащем горизонте AY (0–20 см), соприкасающемся с материалом растительных остатков. Сигнал метоксильных групп лигниновых фрагментов в препаратах ГК НТМ (30–42 см) 55 ppm может быть результатом перемешивания, в момент отсыпки, материала погребенной линзы (НТМ) с материалом горизонтов непосредственно соприкасающимися с растительными остатками.

В спектральных областях 60–105 ppm (алифатических фрагментов, дважды замещенных гетероатомами (в том числе углеводными)) и 105–144 ppm (углерод и водород замещенных ароматических фрагментов), в карбоксильных группах 164–183 ppm, хинонных группах 183–190 ppm и в группах альдегидов 190–204 ppm [5] кривые спектров ^{13}C-ЯМР всех изученных образцов не показали заметных различий, что свидетельствует об общей направленности процессов гумификации и стабилизации органического вещества.

В спектральной области 144–164 ppm, соответствующей кислород- и азотзамещенным ароматическим фрагментам [5], для препаратов ГК, выделенных из образцов горизонта AY с глубин 0–20 и 30–50 см, получены сигналы 157 и 152 ppm соответственно. При этом аналогичный сигнал из погребенного НТМ (30–42 см) не выделяется. Такая особенность отмечена ранее. Выявлено значительное уменьшение интенсивности сигнала в области кислород- и азотзамещенных ароматических фрагментов, сигнал исчезал в препаратах ГК, выделенных из палеопочв, что, вероятно, связано с их трансформацией в процессе диагенеза [10].

По степени ароматичности исследуемые образцы близки к степным черноземам (табл. 3, рис. 4) [37, 47].

Оценка *палеоклимата* “Вотикеевского археологического комплекса” предпринята с использованием литературных источников. Согласно полученным данным при реконструкции палеоклимата споро-пыльцевым методом и радиоуглеродной датировкой (для территории долины р. Белая севернее широты г. Уфы) показано, что время функционирования археологического памятника приходится на период раннесубатлантического потепления, спад которого отмечен абсолютной датой 1920 ± 170 лет назад. В максимум этого периода средняя температура июля была выше современной примерно на 0.5°C, января – на 1°C, количество осадков соответствовало современному уровню [18]. В целом эти данные согласуются с результатами палеоклиматического анализа гео-

термических (метод реконструкции изменений климата по измерению температуры в геологических скважинах) данных по среднему и южному Уралу [7], палинологических и биоархеологических исследований культурных слоев бахмутинской культуры археологических памятников, расположенных в долине р. Белая [17, 19, 30].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные почвенно-археологические исследования на территории "Вотикеевского археологического комплекса" показали следующее:

Вотикеевский комплекс относится к бахмутинской культуре эпохи раннего средневековья V–VII вв. н. э. (датировка проведена по археологическим артефактам – фрагментам лепных сосудов, украшениям, предметам быта).

Почвенный покров представлен легкоглинистыми темно-серыми почвами с содержанием $C_{орг}$ – 1.5–3.6% в гумусово-аккумулятивном горизонте AY, мощность которого в верхней части покатого склона достигает 51 см, в нижней части склона уменьшается до 20 см, но с глубины 34 см появляется погребенный горизонт AYhh (34–46 см; $C_{орг}$ – 2.2%). Образование погребенного горизонта было обусловлено развитием склоновых эрозионных процессов. Почва характеризуется нейтральной реакцией среды и преобладанием обменного кальция. Отмечается повышенное содержание валового фосфора в горизонтах AY, AYhh и BEL, что связано с жизнедеятельностью древнего человека, при этом количество подвижных форм фосфора и калия, а также щелочногидролизуемого азота находятся в пределах, характерных для фоновых почв района исследований.

В профиле почвы, расположенной в верхней части покатого склона, на глубине 30–42 см обнаруживается материал, перемещенный древним человеком (НТМ) в виде линз с включениями фрагментов керамики и костей, в котором отмечается повышенное содержание песчаной фракции, валового фосфора и выше величина кажущегося электрического сопротивления по сравнению с вмещающим их горизонтом AY.

Анализ органического вещества изученных почвенных образцов разреза 1-2017 горизонта AY с глубин 0–20, 30–50 см и материала, перемещенного древним человеком с глубины 30–42 см, методом ^{13}C ЯМР-спектроскопии показал, что на характер спектров оказали влияние природно-климатические условия, поступление растительных остатков, глубина залегания, антропогенное воздействие, погребение горизонтов и процессы диагенеза.

В образцах горизонта AY в отличие от НТМ преобладают сигналы в спектральной области 0–47 ppm появляющиеся в результате накопления воско-смол, липидов и субериновых структур растений. Однако активность в спектральной области 47–60 ppm, обусловленной присутствием постмортальных лигниновых фрагментов высших сосудистых растений, проявляется во всех образцах. Что может свидетельствовать о перемешивании НТМ с материалом гумусово-аккумулятивного горизонта, содержащего растительные остатки.

В спектральных областях 60–105, 105–144, 164–183, 183–190, 190–204 ppm различия отсутствовали, что говорит об общей направленности процессов гумификации. В области 144–164 ppm, соответствующей кислород- и азотзамещенным ароматическим фрагментам, отмечается уменьшение интенсивности сигнала в НТМ, что обусловлено проявлением процесса диагенеза. По степени ароматичности исследуемые образцы близки почвам черноземного типа, которые формируются в степных природно-климатических условиях.

Оценка палеоклимата с использованием литературных данных [18] показала, что время функционирования археологического комплекса приходится на период раннесубатлантического потепления, при этом средняя температура июля была выше современной примерно на 0.5°C, января – на 1°C, количество осадков соответствовало современному уровню.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России № 075-00326-19-00 по теме № АААА-А18-118022190102-3 и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-11-02001-ОГН ОГН-Р УРАЛ-А. ^{13}C ЯМР-спектроскопия проведена в Научном парке СПбГУ (грант СПбГУ № 1.40.541.201).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1976. 656 с.
2. *Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н., Колягин Ю.Г.* Фракционирование гуминовых кислот при взаимодействии с глинистыми минералами по данным ^{13}C-ЯМР спектроскопии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434. № 5. С. 712–717.
3. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск ун-та, 1970. 488.
4. *Багаутдинова Л.В., Рюмин А.Г., Кечайкина И.О., Чуков С.Н.* Трансформация гуминовых кислот погребенных почв // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 3, биология. 2012. Вып. 2. С. 92–108.
5. *Безносиков В.А., Лодыгин Е.Д.* Высокомолекулярные органические соединения в почвах // Известия Коми научного центра УрО РАН. Биологические науки. 2010. Вып. 1. С. 24–30.

6. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
7. *Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю.* Реконструкции климата на Урале по геотермическим данным // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1776–1785.
8. *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/10.7868/S0032180X17070012
9. *Дергачева М.И., Некрасова О.А., Оконешникова М.В., Гаврилов Д.А., Васильева Д.И., Очур К.О., Ондар Е.Э.О.* Соотношение элементов в гуминовых кислотах как источник информации о природной среде формирования почв // Сибирский экологический журнал. 2012. Т. 19. № 5. С. 667–676.
10. *Золотарева Б.Н., Демкин В.А.* Гумус палеопочв археологических памятников сухих степей Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2013. № 3. С. 291–301. https://doi.org/10.7868/S0032180X13030143
11. *Иванов И.В., Приходько В.Е., Замотаев И.В., Манахов Д.В., Новенко Е.Ю., Калинин П.И., Маркова Л.М., Плаксина А.Н.* Синлитогенная эволюция пойменных почв в долинах малых рек степного Зауралья // Почвоведение. 2019. № 6. С. 645–662. https://doi.org/10.1134/S0032180X19060066
12. *Качинский Н.А.* Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 193 с.
13. *Ковалева Н.О., Ковалев И.В.* Лигниновые фенолы в почвах как биомаркеры палеорастительности // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1073–1086. https://doi.org/10.7868/S0032180X15090063
14. *Колонских А.Г.* Научный отчет об итогах археологической разведки на территории Бураевского, Татышлинского, Калтасинского, Янаульского, Краснокамского, Благовещенского районов, ГО город Уфа Республики Башкортостан в 2017 г. Т. 1. Уфа, 2018. 125 с.
15. *Костенко И.В., Абакумов Е.В.* Характеристика гуминовых кислот горно-луговых и буроземных почв Крыма методом ^{13}С-ЯМР // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1446–1454. https://doi.org/10.1134/S0032180X18120067
16. *Кунгурцев А.Я., Сулейманов Р.Р.* Разновозрастные почвы археологических памятников лесостепного Зауралья // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2017. Т. 19. № 2. С. 133–139.
17. *Курманов Р.Г.* Изучение сукцессий растительных сообществ городища Уфа II методом спорово-пыльцевого анализа // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2015. № 4(31). С. 175–184.
18. *Немкова В.К., Климанов В.А.* Характеристики климата Башкирского Предуралья в голоцене // Некоторые вопросы биостратиграфии, палеомагнетизма и тектоники кайнозоя Предуралья. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 65–71.
19. *Овсянников В.В., Курманов Р.Г.* Палинологическое исследование культурного слоя Бирского поселения // Поволжская археология. 2018. № 3(25). С. 88–102. https://doi.org/10.24852/2018.3.25.88.102
20. *Овсянников В.В., Савельев Н.С., Акбулатов И.М., Васильев В.Н.* Шиповский могильник в лесостепном Приуралье. Уфа: Гилем, 2007. 166 с.
21. *Орлов Д.С.* Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 376 с.
22. *Останина Т.И.* Население Среднего Прикамья в III–V вв. Ижевск: Удмуртский институт истории, языка и литературы УрО РАН, 1997. 328 с.
23. *Поздняков А.И.* Электрические параметры почв и почвообразование // Почвоведение. 2008. № 10. С. 1188–1197.
24. *Поздняков А.И., Позднякова Л.А., Позднякова А.Д.* Стационарные электрические поля в почвах. М.: KMK Scientific Press Ltd., 1996. 360 с.
25. Почвы Башкортостана Т. 1: Эколого-генетическая и агропроизводственная характеристика / Под. ред. Хазиева Ф.Х. Уфа: Гилем, 1995. 384 с.
26. *Приходько В.Е., Рогозин Е.П., Чаплыгин М.С.* Реконструкция климата, почв и растительности срубного времени на основании исследования курганов Предуральской лесостепи республики Башкортостан // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1052–1067. https://doi.org/10.7868/S0032180X16090112
27. *Пшеничнюк А.Х.* Охлебининский могильник // Археология и этнография Башкирии. Т. 3. Уфа: БФ АН СССР. 1968. С. 59–104.
28. Руководство по описанию почв. Рим: ФАО, 2012. 101 с.
29. *Русланов Е.В.* Новое средневековое городище на р. Уфа // Этносы и культуры Урало-Поволжья: история и современность: материалы XI Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых / Отв. ред. Камалеев Э.В. Уфа: ИЭИ УНЦ РАН, 2017. С. 93–98.
30. *Сатаев Р.М., Сатаева Л.В., Куфтерин В.В., Гимранов Д.О., Султанов Р.Р.* Особенности природопользования средневекового населения Уфимского полуострова // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2011. Т. 13. № 5(3). С. 101–105.
31. *Сулейманов Р.Р., Обыденнова Г.Т.* Почвенно-археологическое исследование поселения бронзового века в пойме р. Уршак (Башкирия) // Почвоведение. 2006. № 8. С. 914–920.
32. *Сулейманов Р.Р.* Почвенные исследования археологического памятника в долине р. Стерля // Вестник Оренбургского гос. ун-та. 2007. № 9. С. 189–194.
33. *Сулейманов Р.Р., Овсянников В.В.* Почвенно-экологическая характеристика археологического памятника “Биктимировское городище” // Вестник Оренбургского гос. ун-та. 2011. № 12. С. 151–153.
34. *Султанова А.Н.* Бирский могильник: историко-археологическое исследование: дис. канд. ист. наук. Уфа, 2000. 203 с.
35. Теории и методы физики почв / Под. ред. Шеина Е.В. и Карпачевского Л.О. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
36. Физико-географическое районирование Башкирской АССР / Под ред. Кадильникова И.П. Уфа, 1964. 210 с.

37. *Холодов В.А., Константинов А.И., Кудрявцев А.В., Перминова И.В.* Строение гуминовых кислот почв зонального ряда по данным спектроскопии ЯМР ^{13}C // Почвоведение. 2011. № 9. С. 1064–1073.

38. *Хохлова О.С., Кузнецова А.М., Хохлов А.А., Моргунова Н.Л., Чичагова О.А.* Палеопочвы курганов ямной культуры степной зоны Приуралья // Почвоведение. 2008. № 5. С. 545–555.

39. *Хохлова О.С., Хохлов А.А., Моргунова Н.Л., Юстус А.А.* Короткие хроноряды палеопочв Скворцовского курганного могильника в долине р. Бузулук (Оренбургская область) // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1038–1050.

40. *Хохлова О.С., Хохлов А.А., Кузнецова А.М., Малашев В.Ю., Магомедов Р.Г.* Изменение свойств почв при разнонаправленных климатических колебаниях позднего голоцена в полупустынной зоне (на примере курганного могильника Паласа-Сырт, Дагестан) // Почвоведение. 2015. № 1. С. 31–48. https://doi.org/10.7868/S0032180X15010104

41. *Хохлова О.С., Моргунова Н.Л., Хохлов А.А., Гольева А.А.* Изменения климата и растительности за последние 7000 лет в степном Предуралье // Почвоведение. 2018. № 5. С. 538–550. https://doi.org/10.7868/S0032180X18050039

42. *Чендев Ю.Г., Лупо Э.Р., Лебедева М.Г., Борбукова Д.А.* Региональные особенности климатической эволюции почв южной части восточной Европы во второй половине голоцена // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1411–1423. https://doi.org/10.7868/S0032180X15120047

43. *Чендев Ю.Г., Александровский А.Л., Хохлова О.С., Дергачева М.И., Петин А.Н., Голотвин А.Н., Сарапулкин В.А., Земцов Г.Л., Уваркин С.В.* Эволюция лесного почвообразования на юге лесостепи Среднерусской возвышенности в позднем голоцене // Почвоведение. 2017. № 1. С. 3–16. https://doi.org/10.7868/S0032180X17010038

44. *Чуков С.Н.* Структурно-функциональные параметры органического вещества почв в условиях антропогенного воздействия. СПб., 2001, 216 с.

45. *Чуков С.Н., Абакумов Е.В., Томашунас В.М.* Характеристика гуминовых кислот почв Антарктики методом ядерного магнитного резонанса // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1330–1334. https://doi.org/10.7868/S0032180X15110040

46. *Чуков С.Н., Ехаркью Е., Абакумов Е.В.* Характеристика гуминовых кислот почв тундровой зоны севера Западной Сибири методом спектроскопии электронного парамагнитного резонанса // Почвоведение. 2017. № 1. С. 35–39. https://doi.org/10.7868/S0032180X17010051

47. *Чуков С.Н., Лодыгин Е.Д., Абакумов Е.В.* Использование ^{13}C ЯМР-спектроскопии в исследовании органического вещества почв (обзор) // Почвоведение. 2018. № 8. С. 952–964. https://doi.org/10.1134/S0032180X18080026

48. *Эсау К.* Анатомия растений. М.: Мир, 1969. 564 с.

49. *Baldock J.A., Oades J.M., Waters A.G., Peng X., Vassallo A.M., Wilson M.A.* Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state ^{13}C NMR spectroscopy // Biogeochemistry. 1992. V. 16. № 1. P. 1–42. https://doi.org/10.1007/BF02402261

50. *Catlin K.A.* Archaeology for the Anthropocene: Scale, soil, and the settlement of Iceland // Anthropocene. 2016. V. 15. P. 13–21. https://doi.org/10.1016/j.ancene.2015.12.005

51. *Cremaschi M., Zerboni A., Nicosia C., Negrino F., Rodnight H., Spotl C.* Age, soil-forming processes, and archaeology of the loess deposits at the Apennine margin of the Po plain (northern Italy): New insights from the Ghiardo area // Quaternary Int. 2015. V. 376. P. 173–188. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.044

52. *Golyeva A., Khokhlova O., Lebedeva M., Shcherbakov N., Shuteleva I.* Micromorphological and Chemical Features of Soils as Evidence of Bronze Age Ancient Anthropogenic Impact (Late Bronze Age Muradymovo Settlement, Ural Region, Russia) // Geosciences. 2018. V. 8. P. 313–325. https://doi.org/10.3390/geosciences8090313

53. *Grund B.S., Williams S.E., Surovell T.A.* Viable paleosol microorganisms, paleoclimatic reconstruction, and relative dating in archaeology: a test case from Hell Gap, Wyoming, USA // J. Archaeol. Sci. 2014. V. 46. P. 217–228. https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.02.010

54. *Guggenberger G., Zech W., Haumaier L., Christensen B.T.* Land-use effects on the composition of organic matter in particle-size separates of soils: II. CPMAS and solution 13C NMR analysis // Eur. J. Soil Sci. 1995. V. 46. P. 147–158. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1995.tb01821.x

55. *Holliday V.T., Gartner W.G.* Methods of soil P analysis in archaeology // J. Archaeol. Sci. 2007. V. 34. P. 301–333.

56. *Itkin D., Crouvi O., Monger H.C., Shaanan U., Goldfus H.* Pedology of archaeological soils in tells of the Judean foothills, Israel // Catena. 2018. V. 168. P. 47–61. https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.03.014

57. *Mayle F.E., Iriarte J.* Integrated palaeoecology and archaeology – a powerful approach for understanding pre-Columbian Amazonia // J. Archaeol. Sci. 2014. V. 51. P. 54–64. https://doi.org/10.1016/j.jas.2012.08.038

58. *Porat N., Lopez G.I., Lensky N., Elinson R., Avni Y., Elgart-Sharon Y., Faershtein G., Gadot Y.* Using portable OSL reader to obtain a time scale for soil accumulation and erosion in archaeological terraces, the Judean Highlands, Israel // Quaternary Geochronology. 2019. V. 49. P. 65–70. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.04.001

59. *Quideau S.A., Anderson M.A., Graham R.C., Chadwick O.A., Trumbore S.E.* Soil organic matter processes: characterization by ^{13}C NMR and ^{14}C measurements // Forest Ecology and Management. 2000. V. 138. P. 19–27. https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00409-6

60. *Sullivan K.A., Kealhofer L.* Identifying activity areas in archaeological soils from a colonial Virginia house lot using phytolith analysis and soil chemistry // J. Archaeol. Sci. 2004. V. 31. P. 1659–1673.

61. *Wu L., Li F., Zhu C., Li L., Li B.* Holocene environmental change and archaeology, Yangtze River Valley, China: Review and prospects // Geoscience Frontiers. 2012. V. 3. P. 875–892. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.02.006

Soil-Archaeological Study of the Votikeevsk Medieval Archeological Site in the Northern Forest-Steppe Zone of the Southern Cis-Ural Region

R. R. Suleymanov[1, 2, *], V. V. Ovsyannikov[3], A. G. Kolonskih[4], E. V. Abakumov[5], A. Ya. Kungurtsev[2, 6], and A. R. Suleymanov[1]

[1]*Ufa Institute of Biology, Ufa Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, 450054 Russia*
[2]*Bashkir State University, Ufa, 450076 Russia*
[3]*Institute of History, Language, and Literature, Ufa Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, 450054 Russia*
[4]*Kuzeev Institute for Etnological Studies, Ufa Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, 450077 Russia*
[5]*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, 199178 Russia*
[6]*Yeltsin Ural Federal University, Yekaterinburg, 620002 Russia*
**e-mail: soils@mail.ru*

Soil-archaeological studies were performed in the area of the Votikeev archaeological site dating back to the Bakhmutin culture of the early Middle Ages (5th–7th centuries AD) and located 30 km north of Ufa (Bashkortostan Republic), in the northern forest-steppe subzone of the southern Cis-Ural region. Soil morphology and properties were examined, parameters of the structural state of humic acid molecules were determined using C-NMR spectroscopy, and the major elementary pedogenic processes were identified. Light clayey dark gray soils (Phaeozems) predominate in the studied area.. Their humus horizons of up to 51 cm in thickness are characterized by the organic carbon content of 1.5–3.6%, neutral reaction, cation exchange capacity of 29–35 $cmol_{(+)}$/kg soil, and a predominance of exchangeable calcium. The soils of the archeological site are rich in total phosphorus in the upper 50 cm (up to 4631 mg/kg), which is related to the living activity of ancient humans, but does not have a significant impact on the contents of available phosphorus and potassium and alkaline-hydrolyzable nitrogen. Lenses of a lighter color with an admixture of fine sand, fragments of pottery, and bones were found at the depth of 30–42 cm. They represent the material transported by ancient humans and are characterized by an increased total phosphorus content (up to 7295 mg/kg soil) and higher values of electrical resistance (1130 Ω m) in comparison with the enclosing mass. The analysis of C-NMR spectroscopy demonstrated the presence of humic acids with a strong peak of aromatic compounds of substituted and unsubstituted types in the humus horizon and in the material moved by ancient humans. These compounds are associated with the polymerized structures of macromolecules of humic substances, which is typical of chernozems. The functioning of this archaeological site coincided with the period of climate warming in the Early Subatlantic period.

Keywords: dark gray soils (Phaeozems), archaeological site, physical and chemical properties, humic substances, ^{13}C-NMR spectroscopy

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 291–307

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4:528.92.94

УЧЕТ И ВЫДЕЛЕНИЕ ПЕРЕУВЛАЖНЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ПРИ ПОЧВЕННОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ И ЗЕМЛЕУСТРОЙСТВЕ[1]

© 2020 г. Д. А. Шаповалов[a], П. В. Королева[b], Н. В. Калинина[b], Д. И. Рухович[b, *], Г. А. Сулейман[b], Е. А. Долинина[b]

[a] *Государственный университет по землеустройству, ул. Казакова, 15, Москва, 105064 Россия*

[b] *Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: landmap@yandex.ru*

Поступила в редакцию 03.04.2019 г.
После доработки 17.06.2019 г.
Принята к публикации 20.06.2019 г.

В настоящее время карты последнего тура почвенного обследования, кадастровые карты и материалы землеустройства противоречат друг другу при выделении переувлажненных территорий. Площадь переувлажненных земель на трех источниках может отличаться 5 раз. Согласно текущему земельному законодательству, при кадастровой оценке и кадастровом делении пахотных земель должны использоваться почвенные карты. Противоречия между тремя источниками информации о земельном покрове не предусмотрены. Цель работы заключается в анализе развития выделения переувлажненных земель разных источников и установления временного интервала и причин существующих противоречий. Для анализа привлечены почвенные и землеустроительные материалы четырех туров почвенного обследования 1937–1996 гг., а также материалы дистанционного зондирования с 1968 по 2018 гг. Установлено, что до третьего тура почвенных обследований включительно понятие “переувлаженных территорий” для почвоведов, кадастровиков и землеустроителей являлось одинаковым и означало территории ограничено пригодные под пашню по причине избыточного атмосферного или грунтового увлажнения. С середины 80-х годов прошлого века почвоведы перестали считать переувлажнение фактором, ограничивающим землепользование, а землеустроители не поменяли своих подходов. При кадастровом делении использование почвенных карт стало фрагментарным или заменяется выделением кадастровых участков по согласованию с собственником. В 1958 г. площадь переувлажнения на почвенной карте Тамбовской области составляла 14%, все эти земли были ограниченно пригодны под пашню, в 1986 г. на почвенной карте выделено 65% переувлажненных земель, из которых только 6% ограничено пригодны под пашню. Независимыми методами ретроспективного мониторинга установлено, что гидрорежим ограничивает пахотные земли на 16% территории области. Предлагается для унификации выделения переувлажнения использовать технологию ретроспективного мониторинга почвенно-земельного покрова.

Ключевые слова: почвенные карты, Тамбовская область, ретроспективный мониторинг, почвенно-земельный покров

DOI: 10.31857/S0032180X20010141

ВВЕДЕНИЕ

Понятие “переувлажнение почв и земель” включает поверхность земли с избыточным атмосферным или грунтовым поступлением влаги. Как один из важнейших факторов, лимитирующих ведение сельского хозяйства, переувлажнение должно быть отражено на почвенных картах и картах землеустройства. Переувлажненные территории отображаются на топографических картах в масштабах от 1 : 10000 до 1 : 200000. Детальность и точность отображения переувлажнения на разных картах разные. Для почвоведов понятие “переувлажненные почвы” со временем трансформировалось с изменениями в классификации почв и ростом понимания важности этого фактора [6–8, 14, 33, 39]. До 1939 г. в Окско-Донской низменности лугово-черноземные почвы [11, 14, 28] не отмечались, а на почвенных картах 80–90-х годов в ряде районов Тамбовской области почвы лугового ряда уже занимали свыше 50% пашни [38]. То есть понятие “переувлажнения” в картографическом выражении находится в процессе развития. Следует добавить, что переувлажнение, как природный процесс, очень динамично [18, 44, 45].

Отображение переувлажнения земель на землеустроительных материалах (картах внутрихозяйственного землеустройства) значительно более

[1] К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизированных пользователей по doi: 10.1134/S0032180X20010141.

консервативно, чем на почвенных, и практически также консервативно, как и на топографических картах. Отметим, что речь идет именно об отображении, а не о развитии переувлажнения как процесса. При появлении новых “мочаров”, влияющих на ориентирование на местности [9], происходит их нанесение как очагов переувлажнения при обновлении топографических карт [30]. При сравнении двух топографических карт (или двух землеустроительных материалов) между собой по отображению очага переувлажнения на более современной карте и отсутствию его на более старой, можно утверждать, что появился очаг переувлажнения [9, 30] (рис. 1А, 1Б). В случае с почвенными картами такое утверждать нельзя (рис. 2). Более того, в пояснительных записках к почвенным картам авторы вынуждены указывать, что по сравнению с более ранним туром обследования площади переувлажненных почв увеличились, но это лишь следствие более тщательной работы картографов-почвоведов [22], а не рост самого переувлажнения [18].

Намечается существенное расхождение между отображением переувлажнения для нужд землеустройства и при почвенном картографировании. Это расхождение со временем имеет тенденцию к нарастанию. Концепция Ф.Р. Зайдельмана предполагает при выделении переувлажнения учет гидрологического и газового режимов почв [11, 12]. Субстантивная классификация почв 2004 г. [16] не предполагает учета режимов, а лишь фиксацию морфологических признаков в почвенном профиле (ожелезнения, следов оглеения, железомарганцевых конкреций и др.). Классификация почв 1977 г. оперирует в основном глубинами грунтовых вод [15]. Возникает вопрос о критериях выделения переувлажнения почв и земель. Особенную актуальность критерии фиксации того или иного явления приобретают в связи с переносом почвенных контуров на кадастровые карты [48] (рис. 1В–1Е). Согласно земельному законодательству, кадастр при выделении и оценке кадастровых участков опирается на землеустроительные и почвенные документы [13, 20, 21, 23–26, 40–42]. При этом критерии определения объектов земельных отношений у почвоведов и землеустроителей разные при фактически одинаковой терминологии описания переувлажнения.

Цели работы: провести анализ развития выделения переувлажненных участков земной поверхности на землеустроительных и почвенных картах; проверить адекватность выделения почвенных контуров на почвенных картах последнего тура обследования целям и задачам землеустройства.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования является почвенно-земельный покров Петровского района Тамбовской области и способы его отображения на почвенных картах разного возраста.

В работе использовали архивные материалы, каждый из которых покрывает всю территорию района. Почвенные карты хозяйств (1982–1986 гг.), схемы внутрихозяйственного землеустройства (1982–1988 гг.), районные почвенные карты (1978, 1996 гг.) [37, 38], областные почвенные карты (1958, 1968 гг.) [35, 36]. Топографические карты масштаба 1 : 25000–1 : 200000. Карты административного деления Тамбовской области (1958, 1966 и 2018 гг.), кадастровая карта России [27].

Для дешифрирования и синхронизации карт землепользования использованы данные дистанционного зондирования (**ДДЗ**): CORONA, Landsat, IRS, IKONOS, QIKBIRD, DigitalGlobe, Sentinel 2. Дополнительная информация по рельефу получена из ЦМР SRTM и ASTERDEM.

Более подробный список материалов приведен в приложении.

МЕТОДЫ

Мониторинговые исследования часто основаны на дешифрировании одного [50, 52, 58], реже нескольких однотипных [10] источников ДДЗ. Однотипность сенсоров снижает временной охват мониторинга. Исследования динамики переувлажнения почв не являются исключением. Появление новых аппаратов на околоземной орбите [54, 57, 61] (пассивных и активных датчиков микроволнового излучения) расширяет возможности мониторинга, но лишь снижает временной охват, так как в прошлом нет сопоставимых данных. Интеграция нескольких источников пространственно распределенных данных за временной диапазон позволяет существенно расширить возможности мониторинга [55]. Собрать сопоставимые ДДЗ сходного пространственного разрешения сложно не только на временной диапазон в 50 лет, но и при современных исследованиях [60] в несколько лет. Для этого разрабатываются методы совместного использования разных ДДЗ неодинакового пространственного разрешения, позволяющих вести детальный мониторинг [60]. С другой стороны, намечается рост переизбытка дистанционной информации для решения тех или иных задач мониторинга, что требует методов отбора необходимого и достаточного набора данных [46, 47].

Для исследования изменчивости переувлажнения почв с 1968 г. привлекаются ДДЗ из различных источников с разным пространственным разрешением, дающие возможность проанализировать серию крупномасштабных карт. Широко используется интеграция различных пространственно-распределенных данных в рамках построения ГИС на территорию области. Можно

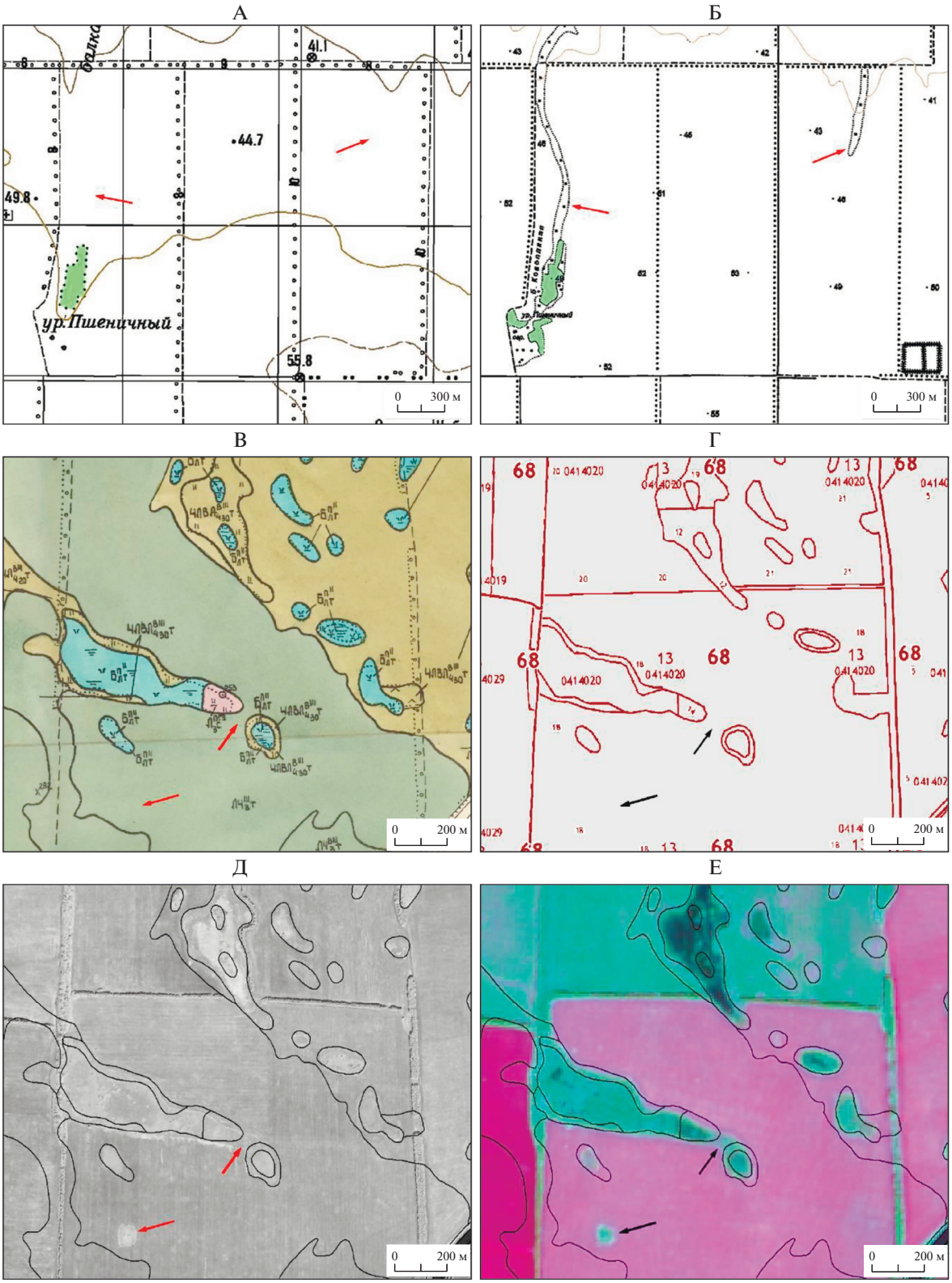

Рис. 1. Отображение переувлажнения на различных картографических материалах и ДДЗ. А – топографическая карта М 1 : 25000 – 1987 г. – переувлажнение не отображено, Б – топографическая карта М 1 : 25000 – 2007 г.– переувлажнение отображено (на рис. А и Б стрелками отмечены области переувлажнения на 2007 г.), В – почвенная карта М 1 : 10000 1988 г., Г – карта кадастрового деления 2018 г., Д – контуры почвенной карты М 1 : 10000 на космическом снимке ArcGIS Imaging 2010 г., Е – контуры почвенной карты М 1 : 10000 на космическом снимке Sentinel-2 2018 г. (на рис. В–Е стрелки указывают на необрабатываемые области переувлажнения, существующие с 1975 по 2018 гг., но не отображенные на картах).

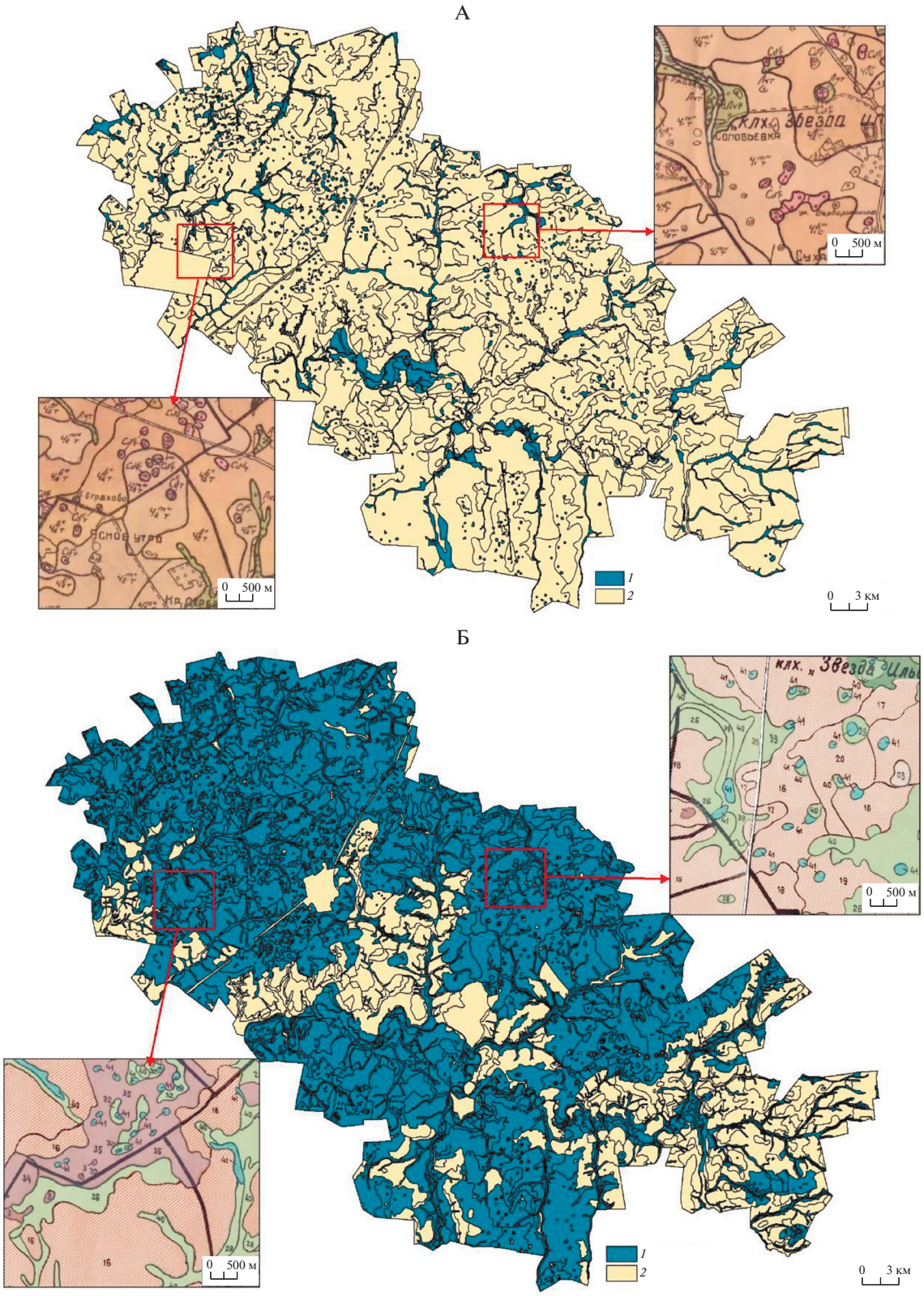

Рис. 2. Сравнение выделения переувлажненных почв на почвенных картах разных лет. А – почвенная карта Петровского района Тамбовской области 1978 г. М 1 : 50000, цифрами обозначены *1* – полугидроморфные и гидроморфные почвы, *2* – автоморфные почвы, расшифровку почвенных индексов на врезках см. табл. S3; Б – почвенная карта Петровского района Тамбовской области 1996 г. М 1 : 50000, цифрами обозначены *1* – полугидроморфные и гидроморфные почвы, *2* – автоморфные почвы, расшифровку номеров почв на врезках см. табл. S4.

сказать, что интегрировать нужно не только разные данные, но и подходы.

В работе использовали не отдельные методы, а технологические цепочки.

Технология создания топологической и георeференсированной ГИС крупного масштаба

В рамках этой технологии проделаны следующие процедуры:

1. Сканированы (переведены в растровую форму) почвенные и топографические карты Тамбовской области на бумажных носителях.

2. Проведена георeференсация всех растровых карт с точностью топографической карты М 1 : 10000.

3. Проведена оцифровка (векторизация) всех георeференсированных почвенных карт.

4. Проведена топологическая сборка линейно-узловой топологии всех почвенных карт.

5. Создана база данных почвенной информации на каждый почвенный контур.

6. Создан слой наземных опробований ГИПРОЗЕМа – слой разрезов, по которым строились крупномасштабные почвенные карты.

7. Создана база данных почвенной информации на каждый разрез.

8. Проведена георeференсация ДДЗ.

9. Для многоканальных ДДЗ проведен синтез псевдоцветных изображений.

10. Создана ГИС, содержащая растровые и векторные слои (порядка 55), если считать все 300 почвенных карт хозяйств области за один слой, как и все почвенные карты районов за слой районных карт.

Всего в ГИС введено около 400 различных материалов в растровой и векторной форме.

Технология ретроспективного мониторинга

Технология основана на геологических принципах актуализма [56] и униформизма [19]. Эти принципы позволяют выработать единую методику дешифрирования для ДДЗ с различных космических аппаратов (в настоящей работе не менее 10). Технология включает в себя камеральный визуальный логический образно-эталонный метод анализа рисунка изображения для дешифрирования ДДЗ в рамках ГИС (метод дешифрирования классифицирован по Константиновской [17]). Примеры использованных для дешифрирования слоев ГИС даны на рисунках. Технология детально описана в серии работ, опубликованных в 2013–2019 гг. [5, 18, 30, 32, 48].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Смена парадигмы почвенного картографирования

Крупномасштабные почвенные карты на сельскохозяйственную территорию России существуют с первого тура почвенного обследования, проведенного с 1937 по 1956 гг. прошлого века. Классификационно эти карты созданы на основе “Систематического списка почв СССР” [6]. Этот список является обновленным к спискам 30- и 40-х годов [14, 33], создававшихся для нужд государственной почвенной карты СССР [29, 34]. “Систематический список почв СССР” сменился в 1967 г. “указаниями по классификации диагностике почв” [39], на смену которым пришла классификация почв 1977 г. [15]. Все почвенные карты Тамбовской области с 1954 по 1998 гг. выполнены в этом классификационном ряду. Можно отметить, что, судя по легендам к почвенным картам (табл. S1–S4), в это период список почв для Тамбовской области существенно не менялся. С точки зрения легенды, почвенная карта 1958 г. соответствует карте 1996 г.

При практическом единстве классификационных подходов почвенную картографию Тамбовской области следует разделить на два периода: 1937–1978 и 1988–1998 гг. В десятилетие между 1978 и 1988 гг. произошла смена парадигмы почвенного картографирования. Так, гидроморфные и полугидроморфные почвы Петровского района Тамбовской области до 1978 г. занимали на почвенных картах около 10% площади района, а после 1988 г. стали занимать более 70%, что нашло отражение на двух почвенных картах района 1978 [37] и 1996 гг. [38] (рис. 2). Изменения в легендах карт незначительные – на новых картах появились черноземно-влажно-луговые почвы при менее дробном описании пойменных почв. Количество контуров почвенных карт осталось практически неизменным. Смена парадигмы в основном касалась выделения гидроморфных и полугидроморфных почв там, где они ранее выделялись как автоморфные.

Первая парадигма базируется на работах Ахтырцева и Адерихина [1, 2, 4], которые считали, что “лугово-черноземные почвы на водоразделах приурочены только к водораздельным понижениям и не имеют широкого распространения”. Вторая – на работах Самойловой, Якушевской и Ивановой [14], где указано значительно более широкое распространение лугово-черноземных почв на плакорах. То есть потребовалось 10–15 лет, чтобы к очередному туру почвенных обследований середины 80-х годов сменился подход к крупномасштабной почвенной картографии. Следует отметить, что почвенное картографирование в новой парадигме велось под руководством Ахтырцева [3].

Генерализация почвенных карт

В настоящей работе проведено сравнение двух карт Петровского района Тамбовской области, созданных в М 1 : 50000. Следует рассмотреть качество районных карт, полученных генерализацией карт хозяйств (колхозов и совхозов) М 1 : 10000. Легче всего это сделать сравнением почвенной карты района 1996 г. и почвенных карт хозяйств 1988 г. (рис. 3А, 3Б). Сравнение показывает, что границы почвенных контуров практически перенесены с М 1 : 10000 на М 1 : 50000. Опущены границы почвенных контуров, разделяющих контуры близкой почвенной таксономии. Контуры почв, влияющих, по мнению авторов, на сельскохозяйственную ценность земель, на картах районов при генерализации не опускались. В связи с высоким качеством генерализации районных карт Тамбовской области, можно считать корректным сравнение двух районных карт Петровского района разного времени создания.

Сравнение почвенных карт

Очевидно, что сравнение карт разных сроков создания, но выполненных в разных парадигмах, не может носить мониторинговой составляющей. Карты разные. Но в свете земельного законодательства почвенные карты должны использоваться при кадастровом делении, кадастровой оценке и определении видов и типов возможного землепользования [13, 20, 21, 23–26, 40–42], что происходит в последнее время – почвенные контуры переносятся на кадастровые карты (рис. 1В–1Е) [48, 49]. В связи с этим необходимо сравнивать карты по адекватности отображения на них почвенных процессов, лимитирующих землепользование, вообще, и возможность использования земель под пашню, в частности. Поскольку пахотные земли являются одними из наиболее ценных земельных ресурсов, прежде всего, необходимо уделять внимание процессам на пашне, угрожающим ее существованию.

Пример 1 (рис. 4). Рассмотрим фрагмент овражно-балочной сети (**ОБС**), занятый тяжелосуглинистыми овражно-балочными почвами (**ОБт**), карты 1978 г. (рис. 4А) на кадастровом участке 68:13:0517015:1 (рис. 4Б). На 1975 г. ОБС не препятствует пахотной обработке кадастрового участка (рис. 4В). В 2018 г. ОБС формирует зрелый мочар [30]. Таким образом, почвенная карта 1978 г. точно и адекватно локализует объект, несущий угрозу виду землепользования, так как мочар – это проявление овражно-балочного процесса. ОБт на карте окружают зональные почвы, которые мало подвержены смене землепользования.

На карте 1996 г. ОБС на кадастровом участке 68:13:0517015:1 не выделена, и территориально контур ОБС должен находиться внутри контура с номером 26 – черноземно-луговые выщелоченные почвы (рис. 4Б). В пределах кадастрового участка почвенный контур 26 граничит с контурами 35 (лугово-черноземные выщелоченные среднегумусные) и 18 (лугово-черноземные выщелоченные малогумусные). Ретроспективный мониторинг почвенно-земельного покрова с 1968 по 2018 гг. показывает, что лугово-черноземные почвы и черноземно-луговые почвы не являются факторами, ограничивающими землепользование в отличие от ОБт [5]. Нет ОБт в границах кадастрового участка 68:13:0517015:1 и на почвенных картах М 1 : 10000 1988 г., генерализацией которых создана карта района 1996 г. Следовательно, почвенные карты 80- и 90-х годов некорректно отображают почвенный покров с точки зрения его влияния на землепользование.

Следует отметить, что ошибки почвенных карт 1988 и 1996 гг. унаследованы при кадастровом делении. Кадастровый участок 68:13:0511009:396 является копией почвенного контура ОБС карт 1988 и 1996 гг. То есть при правильной индикации почвоведами факторов, влияющих на землепользование, эти факторы находят отображение и на кадастровой карте. При неправильной индикации на почвенных картах ОБС не находит отображения на кадастровом участке 68:13:0517015:1.

Пример 2. На рис. 4 можно продемонстрировать насколько проблемы классификации почв могут оказать влияние на кадастр. На территории кадастрового участка 68:13:0517015:1 почвенная карта М 1 : 10000 1988 г. содержит несколько небольших округлых контуров. В этих контурах отмечены лугово-болотные и темно-серые лесные поверхностно-глеево-элювиальные почвы. Контуры с лугово-болотными почвами перенесены в кадастр как территории с ограничениями по виду использования. Темно-серые лесные почвы на кадастровую карту не попали, так как эти почвы не должны влиять на землепользование. На рис. 4Д хорошо видно, что на поле (кадастровый участок 68:13:0517015:1) находятся два небольших округлых участка, ограничивающих землепользование, так как это зрелые мочары по блюдцеобразным западинам [32, 43]. Как следует из рис. 4, на кадастровую карту эти участки не перенесены, так как это темно-серые почвы, а один участок даже не отмечен ни на одной почвенной карте. Зато перенесены контуры с лугово-болотными почвами, которые по данным ретроспективного мониторинга почвенно-земельного покрова с 1968 г. по 2018 г. ни разу не оказывали влияния на землепользование. На почвенных картах 30-, 40-, 50- и 70-х годов в локальных депрессиях серые лесные почвы не выделялись. Таким образом, в результате развития диагностики почв замкнутых западин нарушено взаимопонимание между почвоведами и землеустроителями. Зональные почвы (серые лесные), которые, согласно поясни-

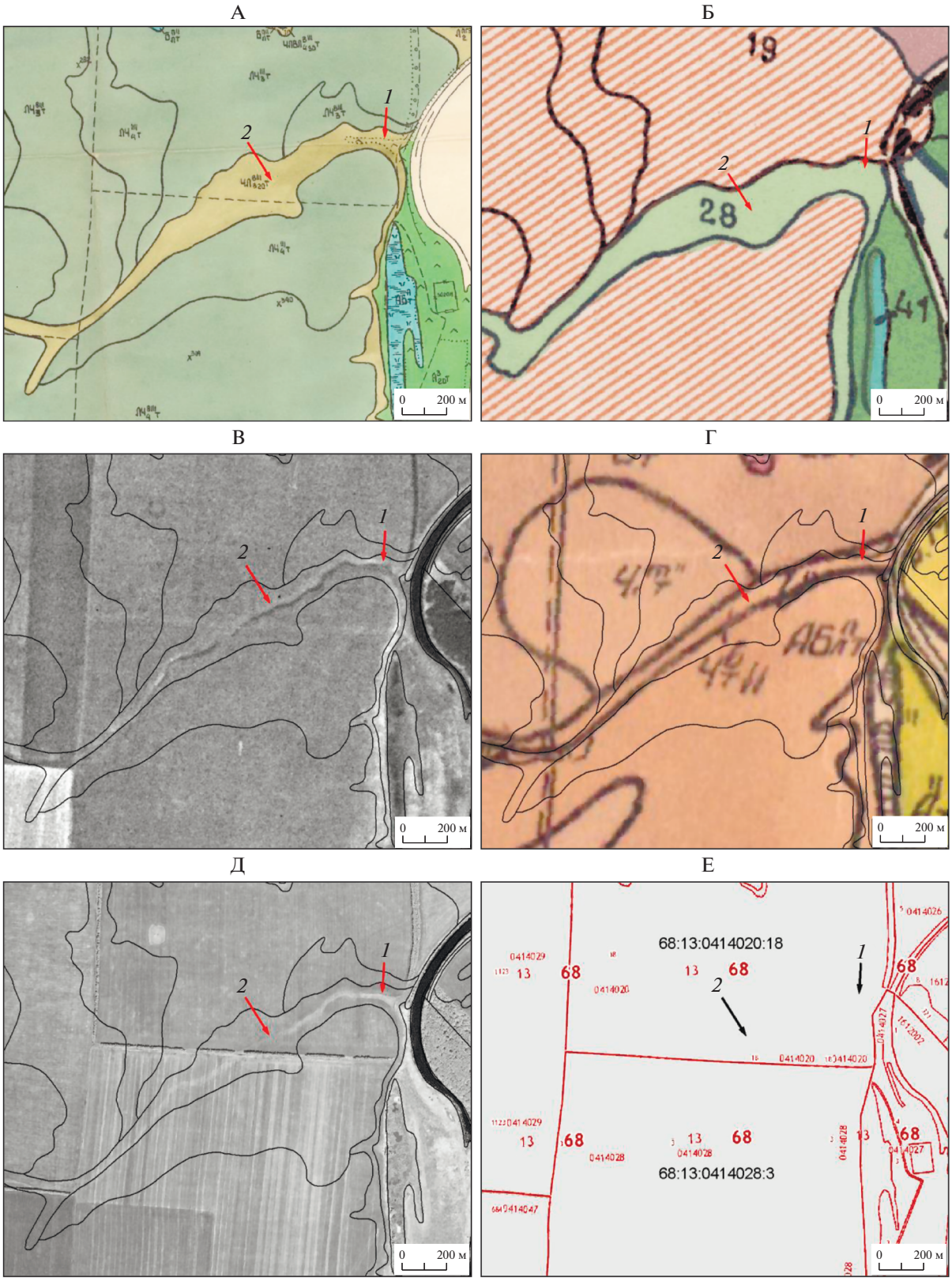

Рис. 3. Сравнение отображения тальвега на почвенных картах разных лет (стрелками с цифрами обозначены расположенные по тальвегу: *1* – зрелый мочар, *2* – мочар в стадии формирования). А – почвенная карта М 1 : 10000, Б – почвенная карта М 1 : 50000, 1996 г. (номера почв см. табл. S4), В – контуры почвенной карты М 1 : 10000 на космическом снимке Corona 1975 г., Г – контуры почвенной карты М 1 : 10000 на почвенной карте М 1 : 50000, 1978 г. (почвенные индексы см. табл. S3), Д – контуры почвенной карты М 1 : 10000 на космическом снимке ArcGIS Imaging 2010 г., Е – карта кадастрового деления.

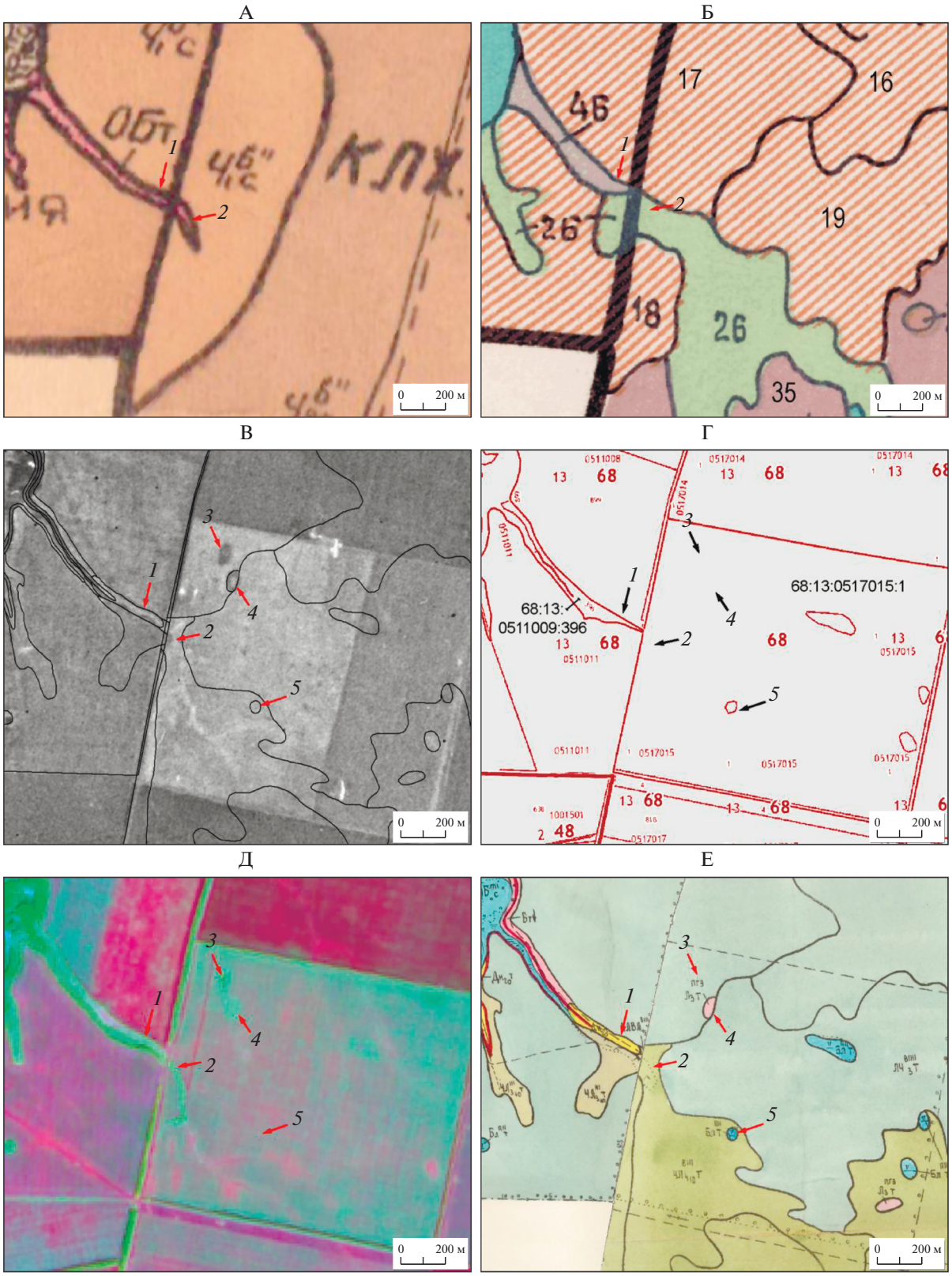

Рис. 4. Сравнение отображения элемента ОБС на почвенных картах разных лет (стрелками с цифрами обозначены: *1* – фрагмент ОБС кадастрового участка 68:13:0511009:396, *2* – фрагмент ОБС кадастрового участка 68:13:0517015:1, *3* – переувлажненный участок, не отображенный на картах, *4* – контур темно-серых лесных почв, *5* – контур лугово-болотных почв). А – почвенная карта М 1 : 50000, 1978 г. (почвенные индексы см. табл. S3), Б – почвенная карта М 1 : 50000. 1996 г. (номера почв см. табл. S4), В – контуры почвенной карты М 1 : 10000 на космическом снимке Corona 1975 г., Г – карта кадастрового деления, Д – космический снимок Sentinel-2 2018 г., Е – почвенная карта М 1 : 10000.

тельным запискам, не являются почвами, ограничивающими землепользование, не влияют на землеустройство. В результате земли, не являющиеся пашней, включены в кадастр как пахотные. В свою очередь лугово-болотные почвы ошибочно диагностируются на пахотных угодьях и отмечаются в кадастре как непахотные земли, что противоречит почвенным картам 70-х годов. Аналогичные контуры представлены и на рис. 1.

Пример 3. Несколько сложнее складывается ситуация с менее выраженными объектами переувлажнения. На рис. 3В и 3Д легко прослеживаются два фрагмента овражно-балочной сети. Один фрагмент ближе к базису эрозии (реке) является зрелым мочаром, а второй – мочаром в стадии формирования [30]. Ширина тальвега овражно-балочной сети в этом месте составляет около 50 м, а с бортами до 100 м, при длине объекта в тысячи метров, что соответствует размерам объектов, выражаемых в М 1 : 50000. На обеих почвенных картах района существует множество контуров с поперечными размерами 50–65 м и меньше при большом удлинении.

Первый фрагмент ОБС не является пашней в настоящее время, хотя и вовлекался в пашню в 1968 г. Второй фрагмент не препятствует прохождению сельскохозяйственной техники и де-факто является пашней, но на нем практически полностью угнетена культурная растительность. Это территории, которые имеют некоторые почвенные характеристики, ограничивающие пахотное землепользование. На почвенной карте 1978 г. тальвег шириной в 50–60 м отображен как чернозем выщелоченный тяжелосуглинистый смытый. На месте зрелого мочара указана луговая растительность (рис. 3Г), то есть отмечено, что это уже не пашня. На карте 1996 г. (рис. 3Б) тальвег целиком укладывается в контур с номером 28 – черноземно-луговые выщелоченные малогумусные среднемощные глееватые почвы. Ширина контура колеблется от 100 до 300 м, и на большей его части (более 80% от площади контура) никакого влияния почв на землепользование не прослеживается. На крупномасштабной почвенной карте 1988 г. ширина контура и наименование почвы точно совпадают с почвенной картой района 1996 г. Фактически, оба фрагмента мочара по тальвегу ОБС на более современных картах пропущены. В результате пропуска на более новых почвенных картах контуров с характеристиками, ограничивающими землепользование, на кадастровой карте кадастровые участки 68:13:0414020:18 и 68:13:0414028:3, по которым проходит тальвег ОБС, не имеют никаких ограничений при использовании под пашню.

Пример 4 (рис. 5). Как указано выше, генерализация почвенных карт хозяйств М 1 : 10000 до почвенной карты района М 1 : 50000 проводилась грамотно, и значимые контуры не опускались. Тем важнее показать, что именно при генерализации в 1988–1996 гг. авторы считали необходимым оставить.

Рассмотрим фрагмент почвенной карты на рис. 5Е. На почвенной карте М 1 : 10000 есть несколько контуров с лугово-болотными почвами. Поперечный размер одного из них составляет 200 м. На почвенной карте 1996 г. М 1 : 50000 (рис. 5Б) этот контур отсутствует. С другой стороны, сохранен контур лугово-черноземных почв под номером 19, в окружении черноземно-луговых почв. То есть приоритет при генерализации отдан контурам, которые никак на использование земель не влияют, в ущерб крупным контурам, полностью исключающим использование земель под пашню. На почвенной карте района 1978 г. М 1 : 50000 контур, ограничивающий пашню, нанесен (рис. 5А). Ретроспективный мониторинг почвенно-земельного покрова показывает, что контур, сохраненный на карте 1978 г., был переувлажненным как минимум с 1968 г. и никогда в пашню не вовлекался.

Пример 5 (рис. 6). Приведенные характерные примеры отображения переувлажнения на почвенных картах разных лет и на кадастровых материалах описывают стационарные или медленно развивающиеся процессы. Более адекватные карты четче отображают объекты, препятствующие землепользованию, менее адекватные пропускают или неверно идентифицируют объекты. Сложнее вопрос о предсказательной способности почвенных карт, то есть о нанесении на почвенные карты объектов, которые слабо идентифицируются на момент проведения почвенного обследования.

На ДДЗ последних лет на рис. 6Е хорошо прослеживается необрабатываемый мочар, сформировавшийся по тальвегам потяжин. На картах 1958–1978 гг. на месте мочара нет никаких контуров переувлажненных почв (рис. 6А). Но по ДДЗ 1975 г. (рис. 6Г) можно четко утверждать, что никакого переувлажнения, препятствующего земледелию, на этом месте и не было. То есть карта адекватна моменту своего создания.

На картах 1988–1996 гг. (рис. 6Б) часть мочара обозначена как черноземно-луговые выщелоченные почвы на фоне лугово-черноземных обыкновенных почв. На ДДЗ 1990 г. видно некоторое отставание контура черноземно-луговых почв от реального распространения мочара на момент создания карт. Но условно можно считать почвенные карты адекватными реальности на момент своего создания. Адекватность можно признать, если не учитывать, что ни черноземно-луговые, ни лугово-черноземные почвы с 1968 г. в легендах и пояснительных записках к почвенным картам не являются почвами, ограничивающими использование земель под пашню.

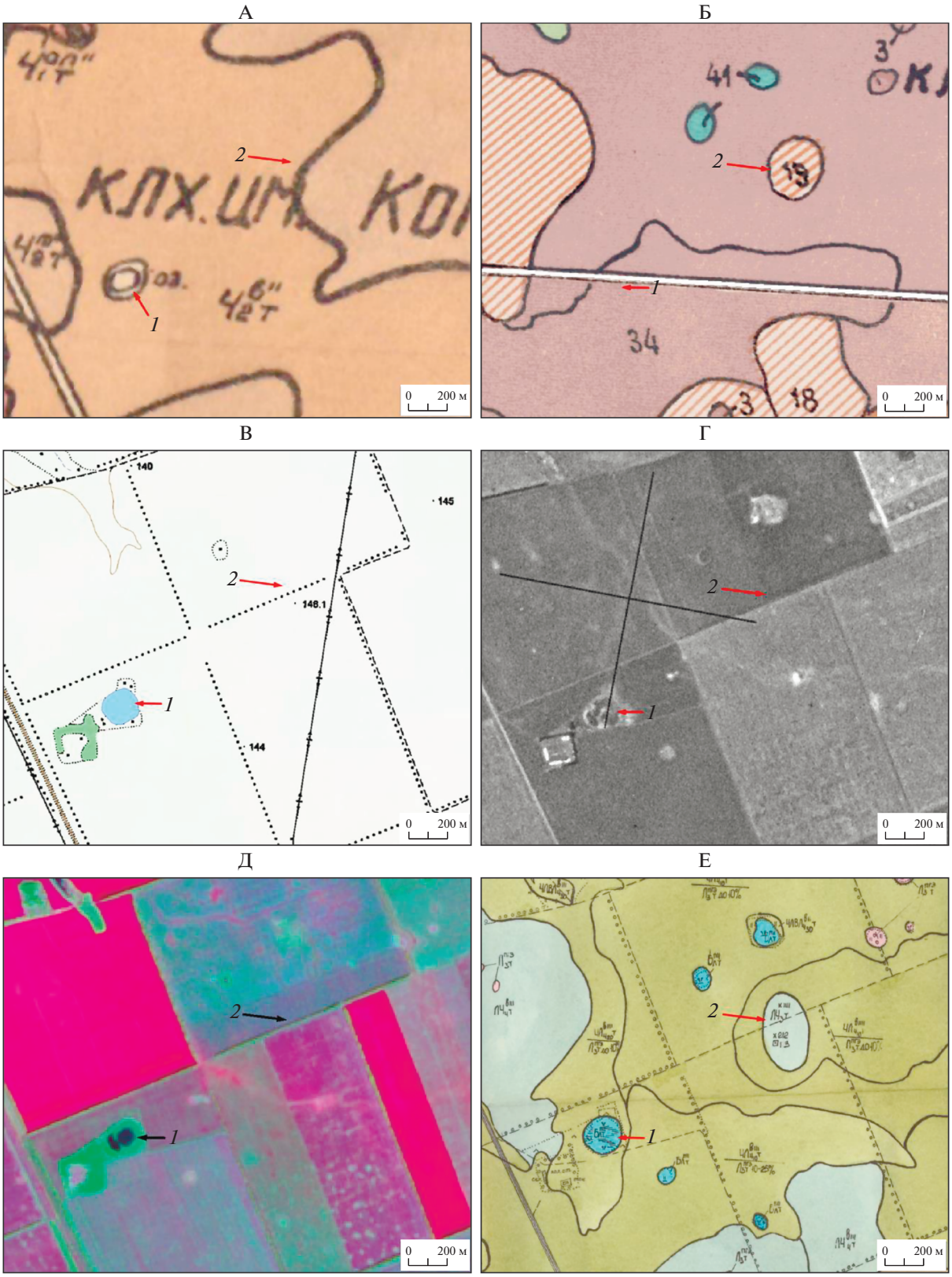

Рис. 5. Различные принципы генерализации почвенных карт разных лет (стрелками с номерами обозначены: *1* – стационарный крупный объект переувлажнения, *2* – условный таксономический объект). А – почвенная карта М 1 : 50000, 1978 г. (почвенные индексы см. табл. S3), Б – почвенная карта М 1 : 50000, 1996 г. (номера почв см. табл. S4), В – топографическая карта М 1 : 25000, Г – космический снимок Corona 1975 г., Д – космический снимок Sentinel-2 2018 г., Е – почвенная карта М 1 : 10000.

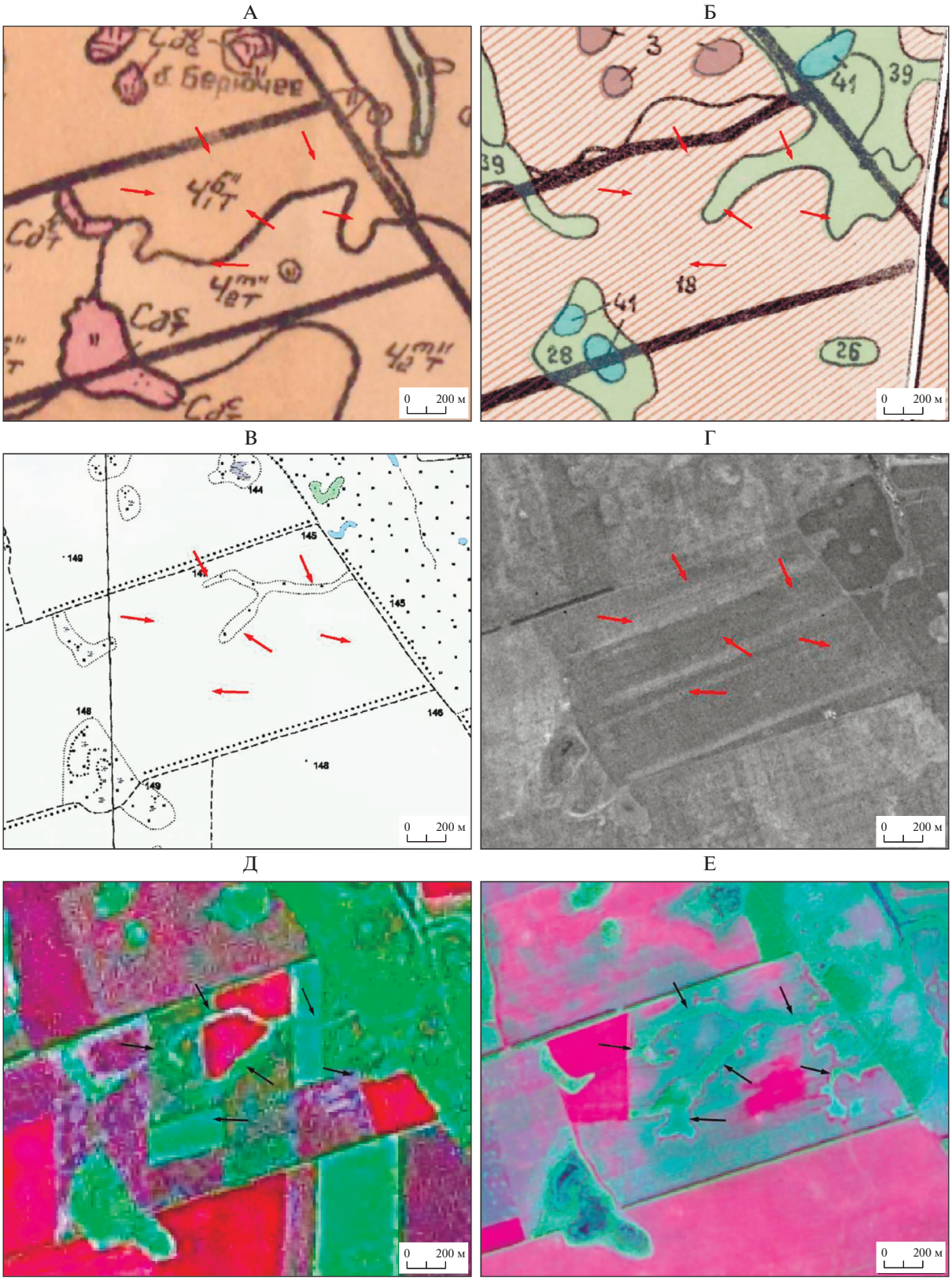

Рис. 6. Быстро развивающийся объект переувлажнения (стрелками указано распространение переувлажнения на 2018 г.). А – почвенная карта М 1 : 50000, 1978 г. (почвенные индексы см. табл. S3), Б – почвенная карта М 1 : 50000, 1996 г. (номера почв см. табл. S4), В – топографическая карта М 1 : 25000, 2007 г., Г – космический снимок Corona 1975 г., Д – космический снимок Landsat-7 2000 г., Е – космический снимок Sentinel-2 2018 г.

Если считать почвенные карты адекватными реальности на момент создания, то, к сожалению, предсказательный эффект на почвенных картах разных лет отсутствует полностью. На 2018 г. значительная часть пашни выведена из оборота в результате формирования мочара по тальвегу ОБС, каковая сеть пропущена на всех почвенных картах с 1958 по 1996 гг. На почвенных картах видим попытку запоздалой фиксации процессов со значительным отставанием от реального развития переувлажнения.

Если обратить внимание на таксономию почв по тальвегу, то почвы тальвега выщелоченные, а окружающие почвы по картам обыкновенные. Можно с высокой долей вероятности утверждать, что мочар развивается по днищу ОБС, то есть по тальвегу, и развивается на выщелоченных почвах. Маловероятно, что на момент создания карт 70-, 80- и 90-х годов по тальвегу еще сохранялись невыщелоченные почвы. Более того, нанесенное распространение луговой системы на топографической карте (рис. 6В) точнее почвенных карт соответствует распространению переувлажнения, и на всей территории луговой системы присутствуют и присутствовали именно выщелоченные почвы. Можно утверждать, что обозначить на почвенных картах (особенно крупного масштаба) участок потенциального увлажнения хотя бы в виде контуров распространения выщелоченных почв было возможно. В реальности почвенные карты с запозданием фиксируют распространение зрелого мочара, который уже есть деградация пахотных угодий.

Анализ изменений критериев переувлажнения при смене парадигмы почвенного картографирования в свете применимости для землеустройства

В основе кадастрового деления лежит кадастровый участок с четырехзвенным номером. Кадастровый участок должен относиться к определенным категориям земель, типам угодий и видам разрешенного использования. В последних версиях земельного законодательства приоритет отдан именно видам использования. В зависимости от вида использования и качества земель исчисляется налоговая нагрузка. Качество земель должно определяться по почвенным разностям. Одними из самых ценных земель являются пахотные земли. При землеустройстве должны фиксироваться все факторы, ограничивающие использование земельного участка под пашню. В этом плане подход к выделению переувлажнения при землеустройстве достаточно прост – переувлажнение – это фактор, который препятствует или может препятствовать использованию земель под пашню, то есть влияет на вид разрешенного использования земель. Как видно из приведенных выше примеров, на кадастровую карту могут переноситься почвенные контуры крупномасштабных почвенных карт, которые влияют на вид землепользования (в нашем случае на пашню). Судя по картам, которые использованы в данной работе, отбор почвенных контуров для переноса осуществляется согласно легендам к почвенным картам.

Для почвенных карт четырех туров крупномасштабного обследования (1937–1956, 1958–1966, 1968–1976, 1986–1996 гг.) Тамбовской области критерии переувлажнения менялись в отличие от критериев для карт землеустройства. По первому туру обследования порядка 14% сельскохозяйственных угодий области имели ограничения по использованию под пашню, в основном, по причинам, связанным с переувлажнением. По второму туру обследования количество переувлажненных почв составило 12%, при этом лугово-черноземные почвы признаны пригодными под пашню и едва ли не лучшими почвами области. То есть переувлажнение ограничивало использование под пашню только 8–10% земель. По четвертому туру площадь переувлажнения превысила 60% от площади области, но как земли, ограничивающие использование под пашню, перестали упоминаться лугово-черноземные, черноземно-луговые почвы и даже черноземно-влажно-луговые почвы. Площадь распространения почв, однозначно ограничивающих пахотное землепользование, составила 6% от площади сельскохозяйственных угодий.

При четвертом туре обследования контуры лугово-черноземных и черноземно-луговых почв поглотили часть ОБС и практически все мочары по тальвегам балок. Кроме того, осолоделые западины и заболоченные западины часто отмечены как серые лесные почвы (серые лесные поверхностно-глееевые-элювиальные). Таким образом, образование мочаров, приводящих к выводу пашни из оборота, по тальвегам ОБС и днищам локальных западин на новых картах не выражено. Наблюдается существенное расхождение критериев выделения переувлажненных земель на почвенных картах и материалах землеустройства. Существенно усложняется использование почвенной таксономии для нужд землеустройства.

Во многих случаях (до 80% пахотных земель) наблюдается следующая картина. На пахотных полях, обрабатываемых непрерывно с 1968 по 2018 гг., где в первые туры обследования были отмечены черноземы выщелоченные малогумусные среднемощные на лёссовидных суглинках и глинах и элементы ОБС, сейчас выделены следующие почвы:

1) лугово-черноземные обычные и выщелоченные среднегумусные мощные и среднемощные глинистые, тяжелосуглинистые;

2) лугово-черноземные обычные и выщелоченные среднегумусные мощные и среднемощные среднесуглинистые;

3) лугово-черноземные обычные и выщелоченные среднегумусные и малогумусные мощные и среднемощные карбонатные тяжелосуглинистые;

4) серые лесные поверхностно-глеево-элювиальные тяжелосуглинистые, среднесуглинистые, легкосуглинистые;

5) черноземно-луговые обычные и выщелоченные среднегумусные и малогумусные среднемощные и маломощные глубокооглеенные карбонатные тяжелосуглинистые, среднесуглинистые.

Все пять почв, судя по пересечению почвенной карты со схемой пахотных угодий, никак не ограничивают использование земель под пашню. Но элементы ОБС не выделены, так как поглощены контурами этих пяти почв. Провести оценку земельных ресурсов по этому списку почв трудно, так как из пояснительных записок не следует, чем они отличаются для нужд сельского хозяйства. Фактически четыре почвы (кроме серой лесной) рекомендованы к использованию под пашню без ограничений, то есть полностью идентичны рекомендациям для ранее выделяемых на этих территориях черноземов выщелоченных малогумусных среднемощных на лёссовидных суглинках и глинах. Серая лесная почва относится к малоплодородным землям, но пригодным под пашню.

Можно констатировать, что развитие почвенной картографии при четырех турах почвенного обследования привело к последовательному размыванию понятия переувлажненных почв, существенному расхождению с пониманием переувлажнения для землеустройства и к фактическому снижению на почвенных картах площадей почв, ограничивающих землепользование вследствие переувлажнения.

Верификация выделения на почвенных картах переувлажнения почв, влияющего на землепользование, методами ретроспективного мониторинга почвенно-земельного покрова

Как видим из анализа почвенных карт четырех туров почвенного обследования, площади переувлажненных почв, являющихся идентификаторами территорий с ограничениями использования земель под пашню, сокращались. На 1958 г. они составили – 14, на 1968 г. – 10, на 1978 г. – 9, на 1998 г. – 6% от площади сельскохозяйственных земель. Подобная тенденция, выявленная картографическим анализом, вступает в противоречие с мнением ряда авторов, что в настоящее время идет гидроморфизация черноземов, то есть площади переувлажненных земель, затрудняющих обработку, увеличиваются [14, 44, 45]. Длительные временные ряды климатических данных регулярных сетей (данные с 1900 г. по настоящее время [51, 53, 59, 62, 63]) подтверждают рост количества осадков в этот период, опережающий рост среднегодовой температуры.

В 2016–2018 гг. была выполнена работа по ретроспективному мониторингу почвенно-земельного покрова Тамбовской области [18]. В задачи работы входила проверка гипотезы о росте переувлажнения области, влекущем за собой сокращение пахотных земель, и установление площадей переувлажненных почв, влияющих на землепользование. Установлено, что потеря пашни по причине переувлажнения составляет 0.5% за период с 1968 по 2018 гг., то есть резкого увеличения переувлажнения черноземов нет. Всего же площадь переувлажненных земель, ограничивающих обработку, составляет 16% от площади всех сельскохозяйственных угодий области. Критерии, заложенные в ретроспективный мониторинг, соответствуют критериям землеустройства. Детальность работы соответствует масштабу 1 : 10000 и крупнее. Видно, что почвенные карты ранних туров обследования ближе к правильным оценкам площадей распространения переувлажненных почв, ограничивающих землепользование. Дальнейшее развитие критериев переувлажнения на почвенных картах лишь отдалило их от реальной картины.

На ранних этапах развития землеустройства и крупномасштабного почвенного картографирования выделение переувлажненных территорий совпадало как территориально, так и идеологически. Почвовед и землеустроитель отображали переувлажнение как негативный процесс, препятствующий использованию земель под пашню. В какой-то степени землеустройство опережало почвенное картографирование, так как землеустройство изначально отмечало луговые территории, как непригодные под пашню, а почвоведы до 40-х годов лугово-черноземных и черноземно-луговых почв не выделяли. Часто луговые контуры землеустроительных материалов оказывались расположены на зональных почвах. В целом площади переувлажненных земель, ограничивающих обработку, занижались [18]. К концу 50-х годов наметилось некоторое единство в выделении переувлажненных территорий для землеустроителей и почвоведов. При втором и третьем туре почвенного обследования почвоведы стремились однозначно идентифицировать все участки земной поверхности, которые ограничивают использование почв под пашню. Сложности в классификационной принадлежности почв тальвегов балок приводили к наименованию переувлажненных почв как почв выщелоченных смытых, а не луговых. Согласно легендам к почвенным картам, площади переувлажненных почв, которые ограничивали землепользование, сокращались, так как они частично именовались зональными выщелоченными смы-

тыми почвами. С другой стороны, к третьему туру обследования, лугово-черноземные и черноземно-луговые почвы, которые на почвенных картах занимали незначительные площади, почвоведы перестали идентифицировать как почвы, ограничивающие землепользование.

В 80-х годах произошло существенное расхождение между пониманием переувлажненных территорий почвоведами и землеустроителями. Для почвоведов переувлажнение перестало являться фактором, ограничивающим землепользование. Переувлажнение стало вопросом диагностики и споров по таксономии почв. Как результат, в Тамбовской области из 16% сельскохозяйственных угодий, не используемых по причине переувлажнения под пашню, почвоведы идентифицировали только 6%. Отметим, что и эти 6% частично неверно диагностированы (пример 2). С другой стороны, в ряде районов Тамбовской области (Петровский) переувлажненные почвы заняли 76% территории района при 80–86% всего пахотных земель. Замена большинства пахотных почв с зональных на интразональные для землеустройства не несет никакой информации. Таким образом, почвенные карты утратили большинство землеустроительных функций – возможность оценки на их основе пригодности земель под пашню.

Следует отметить, что как землеустроительные, так и почвенные карты, не имели и не имеют никакой прогнозной составляющей. То есть существующие карты никак не идентифицируют территории, на которых потенциально может проявиться переувлажнение, способное уничтожить часть пашни. Если землеустроительные материалы не обладают возможностями картографирования потенциально опасных территорий, то для почвенных карт существует много позиций таксономии, которые позволяют отметить земли, потенциально подверженные деградации в виде переувлажнения.

В связи с изменениями в земельном законодательстве и увеличении роли почвенных карт для оценки земель необходима унификация выделения переувлажненных почв и земель. То есть унификация понятия “переувлажнения” для почвоведов и землеустроителей. При работе с легендами к почвенным картам, должна быть возможность идентификации территорий, ограничивающих те или иные виды сельскохозяйственной деятельности. Предлагается провести унификацию на основе технологии ретроспективного мониторинга почвенно-земельного покрова.

ВЫВОДЫ

1. С 1937 по 1998 гг. за четыре тура почвенных обследований на почвенных картах происходит увеличение площадей переувлажненных почв на сельскохозяйственных угодьях. На территории Тамбовской области это увеличение составляет 50% и более или от 10 до 76% переувлажненных почв от площади всех сельскохозяйственных угодий.

2. С 1937 по 1998 гг. за четыре тура почвенных обследований на почвенных картах на фоне нарастания общей площади переувлажненных почв происходит сокращение площадей почв, которые, согласно легендам и пояснительным запискам к почвенным картам, лимитируют использование земель под пашню. Для Тамбовской области это сокращение по турам обследования имеет следующий временной ряд: 1958 г. – 14, 1968 г. – 10, 1978 – 9, 1998 г. – 6% от площади сельскохозяйственных земель.

3. С 1968 по 2018 гг. по данным землеустроительных, топографических материалов и результатам ретроспективного мониторинга происходит постепенное нарастание площадей переувлажненных почв, которые препятствуют использованию земель под пашню. Для Тамбовской области нарастание переувлажнения как фактора землеустройства составляет около 2%, а общая площадь переувлажнения как фактора, лимитирующего использование земель под пашню, достигает 16% от площади сельскохозяйственных угодий.

4. От тура к туру почвенного обследования происходит нарастание расхождения между почвенными картами и картами землеустройства при выделении переувлажненных земель, препятствующих земледелию. Происходит постепенное снижение пригодности почвенных карт для нужд землеустройства и уменьшение их ценности для кадастровой оценки.

5. Необходима унификация принципов выделения переувлажнения почвоведами и землеустроителями.

6. Предлагается провести унификацию отображения переувлажнения почвоведами и землеустроителями на основе технологии ретроспективного мониторинга почвенно-земельного покрова.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Почвы Тамбовской области согласно карте 1958 г.

Таблица S2. Почвы Тамбовской области согласно карте 1968 г.

Таблица S3. Почвы Петровского района Тамбовской области согласно карте 1978 г.

Таблица S4. Почвы Петровского района Тамбовской области согласно карте 1996 г.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адерихин П.Г.* Почвы Воронежской области, их генезис, свойства и краткая агропроизводственная характеристика. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1963. 265 с.
2. *Адерихин П.Г., Санталов И.А., Степанищев В.К.* Рабочая классификация и диагностические особенности почв ЦЧО и Пензенской области // Методические указания для производственной практики студентов-почвоведов. Воронеж, 1971. 28 с.
3. *Ахтырцев А.Б., Спесивый О.В.* Переувлажненные земли Центрально-Черноземного региона России: их свойства, эволюция и рациональное использование. Воронеж: Наука-Юнипресс, 2014. 203 с.
4. *Ахтырцев Б.П.* К характеристике лугово-черноземных почв юга Окско-Донской низменности // Биол. науки. 1960. № 1. С. 188–192.
5. *Брызжев А.В., Рухович Д.И., Королева П.В., Калинина Н.В., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В.* Организация ретроспективного мониторинга почвенного покрова и земель Азовского района Ростовской области // Почвоведение. 2013. № 11. С. 1294–1315.
6. *Герасимов И.П.* Научные основы систематики и классификации почв // Почвоведение. 1954. № 8. С. 52–64.
7. *Герасимов И.П., Завалишин А.А., Иванова Е.Н.* Новая схема общей классификации почв СССР // Почвоведение. 1939. № 7. С. 10–43.
8. *Герасимов И.П., Завалишин А.А., Иванова Е.Н.* Схема общей классификации почв СССР // Почвоведение. 1942. № 2. С. 55–58.
9. ГОСТ 21667-76. Картография. Термины и определения (с Изменением 1, 2). http://docs.cntd.ru/document/1200006865
10. *Грибов В.В., Левченко Е.А., Козлов Д.Н.* Дистанционная диагностика очагов переувлажнения с помощью спутников Sentinel-1, Sentinel-2 и Landsat 8 OLI на примере приволжской возвышенности // Мат-лы докл. Первой открытой конф. молодых ученых “Почвоведение: горизонты будущего”, посвященной 90-летию института. 16–17 февраля 2017 г. М., 2017. С. 205–210.
11. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С., Степанцова Л.В.* Эколого-гидрологические особенности выщелоченных черноземов и лугово-черноземных почв севера Тамбовской равнины // Почвоведение. 2002. № 9. С. 1102–1114.
12. *Зайдельман Ф.Р., Степанцова Л.В., Никифорова А.С., Красин В.Н., Сафронов С.Б., Красина Т.В.* Генезис и деградация черноземов европейской России под влиянием переувлажнения. Способы защиты и мелиорации. Воронеж: Кварта, 2013. 352 с.
13. Земельный кодекс Российской Федерации от 25.10.2001 № 136-ФЗ (ред. от 31.12.2017) http://www.consultant.ru/document/cons_doc_ LAW_33773
14. *Иванова Е.Н.* Классификация почв СССР. М.: Наука, 1976. 229 с.
15. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
16. Классификация и диагностика почв России. Смоленск, 2004. 342 с.
17. *Константиновская Л.В.* Способы дешифрирования космических снимков. http://www.mapmarket.ru/index.php?id=4934&page=1&r=336
18. *Королева П.В., Рухович Д.И., Шаповалов Д.А., Сулейман Г.А., Долинина Е.А.* Ретроспективный мониторинг переувлажнения почвенного покрова пахотных земель Тамбовской области в 2018-1968 гг. // Почвоведение. 2019. № 7. С. 872–890. https://doi.org/10.1134/S0032180X19070074
19. *Лайель Ч.* Основания геологии или перемены, происходившие некогда с землею и с ее обитателями. Москва: тип. Э. Барфкнехта и Ко, 1859. Т. 1. 96 с. Т. 2. 96–177 с.
20. Налоговый кодекс Российской Федерации (часть вторая) от 05.08.2000 № 117-ФЗ (ред. от 29.12.2017) http://www.consultant.ru/document/cons_doc_ LAW_28165/
21. Постановление Федеральной службы государственной статистики от 6 августа 2007 г. № 61 “Об утверждении статистического инструментария для организации Роснедвижимостью статистического наблюдения за земельными ресурсами” http://www.garant.ru/products/ipo/prime/doc/ 12055720/
22. Почвы совхоза “Александровский” Знаменского района Тамбовской области и рекомендации по их использованию. Очерк к почвенной карте масштаба 1 : 10000. Тамбов, 1986. 132 с.
23. Приказ Министерства сельского хозяйства РФ от 24 декабря 2015 года № 664 “Об утверждении Порядка осуществления государственного мониторинга земель сельскохозяйственного назначения”. http://docs.cntd.ru/document/420332282
24. Приказ Министерства сельского хозяйства РФ от 4 мая 2010 года № 150 “Об утверждении Порядка государственного учета показателей состояния плодородия земель сельскохозяйственного назначения” (с изменениями на 8 августа 2012 года). http://docs.cntd.ru/document/902219488
25. Приказ Министерства экономического развития РФ от 1 сентября 2014 г. № 540 “Об утверждении классификатора видов разрешенного использования земельных участков” с изменениями и дополнениями от: 30 сентября 2015 г., 6 октября 2017 г. http://base.garant.ru/70736874
26. Приказ Министерства экономического развития РФ от 12 мая 2017 г. № 226 “Об утверждении методических указаний о государственной кадастровой оценке”. http://base.garant.ru/71686152
27. Публичная кадастровая карта. http://pkk5.rosreestr.ru
28. *Розов Н.Н.* Почвы Центральной лесостепной области // Почвы СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 85–129.
29. *Рухович Д.И., Королева П.В., Калинина Н.В., Вильчевская Е.В., Симакова М.С., Долинина Е.А., Рухович С.В.* Государственная почвенная карта – версия ArcInfo // Почвоведение. 2013. № 3. С. 251–267.
30. *Рухович Д.И., Симакова М.С., Кулянница А.Л., Брызжев А.В., Калинина Н.В., Королева П.В., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В.* Влияние лесополос на фрагментацию овражно-балочной сети

и образование мочаров // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1043–1045.

31. *Рухович Д.И., Симакова М.С., Куляница А.Л., Брыжев А.В., Королева П.В., Калинина Н.В., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В.* Анализ применения почвенных карт в системе ретроспективного мониторинга состояния земель и почвенного покрова // Почвоведение. 2015. № 5. С. 605–625.
32. *Рухович Д.И., Симакова М.С., Куляница А.Л., Брыжев А.В., Королева П.В., Калинина Н.В., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В.* Ретроспективный анализ изменчивости землепользования на слитых почвах замкнутых западин Приазовья // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1168–1194.
33. *Самофалова И.А.* Современные проблемы классификации почв: учебное пособие. Пермь, 2013. 171 с.
34. *Симакова М.С., Рухович Д.И., Королева П.В., Вильчевская Е.В., Калинина Н.В.* Цифровая версия Государственной почвенной карты масштаба 1 : 1 млн, проблемы и решения // Почвоведение. 2012. № 4. С. 387–397.
35. Тамбовская область: почвенная карта / Отв. ред. Старков А.К. 1 : 250000. Саратов: Картпредприятие, 1958.
36. Тамбовская область: почвенная карта. 1 : 250000. Саратов: Картпредприятие, 1968.
37. Тамбовская область. Петровский район: почвенная карта. 1 : 50000. Картпредприятие № 2 ин-та "Росгипрозем", 1978.
38. Тамбовская область. Петровский район: почвенная карта. 1 : 50000. Картфилиал Росземпроекта, 1996.
39. Указания по классификации и диагностике почв. Вып. I-V / Под ред. Ивановой Е.Н., Розова Н.Н. М.: Колос, 1967. 61 с.
40. Федеральный закон "О государственной кадастровой оценке" от 03.07.2016 № 237-ФЗ (ред. от 29.07.2017). http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_200504
41. Федеральный закон "Об обороте земель сельскохозяйственного назначения" от 24.07.2002 № 101-ФЗ (ред. от 01.01.2017). http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_37816
42. Федеральный закон от 16 июля 1998 г. № 101-ФЗ "О государственном регулировании обеспечения плодородия земель сельскохозяйственного назначения" (с изменениями и дополнениями). http://base.garant.ru/12112328/
43. *Хитров Н.Б., Власенко В.П., Рухович Д.И., Брыжев А.В., Калинина Н.В., Роговнева Л.В.* География вертисолей и вертиковых почв кубано-приазовской низменности. Почвоведение. 2015. № 7. С. 771–788.
44. *Хитров Н.Б., Назаренко О.Г.* Распространение переувлажненных почв в исходно атоморфныхагроландшафтах Ростовской области при ведении системы "сухого" земледелия // Деградация богарных и орошаемых черноземов под влиянием переувлажнения и их мелиорация. М., 2012. 212 с.
45. *Хитров Н.Б., Чевердин Ю.И.* Сезонно переувлажненные почвы Каменной Степи // Деградация богарных и орошаемых черноземов под влиянием переувлажнения и их мелиорация. М., 2012. 212 с.
46. *Чабан Л.Н., Капитонова К.Н.* Выбор критерия сокращения размерности гиперспектральных изображений при классификации и анализе растительного покрова // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2016. № 1. С. 59–64.
47. *Чабан Л.Н., Малинников В.А., Учаев Д.В., Учаев Дм.В.* Методы отбора информативных каналов при тематической обработке гипер-спектральных изображений // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2014. № 4. С. 63–74.
48. *Шаповалов Д.А., Королева П.В., Сулейман Г.А., Рухович Д.И.* Почвенные контуры публичной кадастровой карты – элементы картографирования почвенно-земельного покрова // Почвоведение. 2019.
49. *Шаповалов Д.А., Рухович Д.И., Куляница А.Л., Королева П.В.* Картографирование почвенно-земельного покрова как эффективный механизм формирования границ земельных участков сельскохозяйственного назначения // Международный сельскохозяйственный журнал. 2018. № 5(365) С. 5–15.
50. *Basayigit L., Dedeoglu M., Demir S.* Digital mapping of Histosols using LANDSAT 7 ETM+ in Isparta, Turkey // GlobalSoilMap. Digital Soil Mapping from Country to Globe. Proceedings of the GlobalSoilMap 2017 conference, July 4–6, 2017, Moscow, 2018. P. 113–121.
51. Centre for environmental data analysis, climate data, Time-series of month-by-month variation in climate http://data.ceda.ac.uk/badc/cru/data/cru_ts/
52. *Chen M., Willgoose G.R., Saco P.M.* Investigating the impact of leaf area index temporal variability on soil moisture predictions using remote sensing vegetation data // J. Hydrology. 2015. V. 522. P. 274–284.
53. Climatic research unit high-resolution datasets https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/
54. *Gala T.S., Melesse A.M.* Monitoring prairie wet area with an integrated LANDSAT ETM+, RADARSAT-1 SAR and ancillary data from LIDAR // Catena. 2012. V. 95. P. 12–23.
55. *Huang W., Chak H.P., Peng Y., Li L.* Qualitative risk assessment of soil erosion for karst landforms in Chahe town, Southwest China: A hazard index approach // Catena. 2016. V. 44. P. 184–193.
56. *Hutton J.* Theory of the Earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the Globe // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1788. V. 1. Part 2. P. 209–304.
57. *de Jeu R.A.M., Holmes T.R.H., Parinussa R.M., Owe M.* A spatially coherent global soil moisture product with improved temporal resolution // J. Hydrology. 2014. V. 516. P. 284–296.
58. *Liu C., Dong X., Liu Y.* Changes of NPP and their relationship to climate factors based on the transformation of different scales in Gansu, China // Catena. 2015. V. 125. P. 190–199.
59. *Mitchell T.D., Carter T.R., Jones P.D., Hulme M., New M.* A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record . № 1901-2000) and 16 scenarios . № 2001-2100). Tyndall Centre Working Paper № 55. P. 1–30.
60. *Möller M., Gerstmann H., Gao F., Dahms T.C., Förster M.* Coupling of phenological information and simulated

vegetation index time series: Limitations and potentials for the assessment and monitoring of soil erosion risk // Catena. 2017. V. 150. P. 192–205.

61. *Petropoulos G.P., Ireland G., Barrett B.* Surface soil moisture retrievals from remote sensing: Current status, products & future trends // Physics and Chemistry of the Earth. 2015. V. 83–84. P. 36–56.
62. *Romanenkov V.A., Smith J.U., Smith P., Sirotenko O.D., Rukhovich D.I., Romanenko I.A.* Soil organic carbon dynamics of croplands in European Russia: estimates from the "model of humus balance" // Regional Environmental Change. V. 7. № 2. 2007. P. 93–104.
63. *Rukhovich D.I., Koroleva P.V., Vilchevskaya E.V., Romanenkov V.A., Kolesnikova L.G.* Constructing a spatially-resolved database for modeling soil organic carbon stocks of croplands in European Russia // Regional Environmental Change. Springer. 2007. V. 7. № 2. P. 51–61.

Differences in Inventories of Waterlogged Territories in Soil Surveys of Different Years and in Land Management

D. A. Shapovalov[1], P. V. Koroleva[2], N. V. Kalinina[2], D. I. Rukhovich[2, *], G. A. Suleiman[2], and E. A. Dolinina[2]

[1]*State University of Land Management, Moscow, 105064 Russia*
[2]*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*
**e-mail: landmap@yandex.ru*

On soil maps and in land management documents, the excessively moistened areas of the earth's surface are marked. For land surveyors, wetlands are areas with a limited list of possible land uses. The agricultural lands restrictions primarily relate to the possibility of using the land as arable. Until the 70s of the last century, the over-wetted soils were also understood as areas with limited use as cropland. With the development of soil science and the change of the soil mapping paradigm, the concept of excessively moistened soils began to be used exclusively in the taxonomic sphere without relating it to land use. In the Tambov region, over-wetting on the soil maps of the 80s reached 76% of the agricultural land area. Such a widespread allocation of waterlogging conflicts with land management documents and data from the retrospective monitoring of soil and land covers. On the territory of the region, only 16% of the land are subjected to waterlogging, which affects the land use. Accumulated discrepancies of soil and land use planning documents reduce the applicability of soil maps for cadastral division and assessment, which is contrary to land legislation. It is proposed to unify the allocation of waterlogged soils and lands based on the technology of retrospective monitoring of soil and land cover.

Keywords: soil maps, Tambov region, retrospective monitoring, soil and land cover

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 308–315

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 550.47;631.417.7

ОПТИМИЗИРОВАННЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ *н*-АЛКАНОВ И *н*-МЕТИЛ-КЕТОНОВ В ПОДСТИЛКАХ И ПОЧВАХ

© 2020 г. Ю. А. Завгородняя[a], *, Н. А. Анохина[a], Л. Г. Богатырев[a], В. В. Демин[a]

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

*e-mail: zyu99@mail.ru

Поступила в редакцию 14.05.2019 г.
После доработки 10.07.2019 г.
Принята к публикации 21.10.2019 г.

Предложена методика выделения липидных биомаркеров (*н*-алканов и *н*-метил-кетонов) из лесных подстилок и почв. Выделение выполняется методом ускоренной экстракции растворителями ASE (Accelerated Solvent Extraction). Показано, что максимальный выход *н*-алканов и *н*-метил-кетонов достигается при последовательной экстракции с использованием смеси растворителей хлороформ : метанол в соотношении 3 : 1 (v/v) в первые два цикла экстракции и хлороформа – в последующие 2 цикла. Экстракция идет при температуре 100°C и давлении 10.3 МПа, время выдержки в статических условиях – 5 мин. Показано, что использование повторной обработки хлороформом увеличивает выход высокомолекулярных гомологов *н*-алканов и *н*-метил-кетонов.

Ключевые слова: ускоренная экстракция растворителями, метод ASE, липидные биомаркеры

DOI: 10.31857/S0032180X20030119

ВВЕДЕНИЕ

Сохранение пула углерода является одной из важнейших экологических функций почвы [12]. Органическое вещество почвы – входит в число основных резервуаров $C_{орг}$ в биосфере [4]. Неразветвленные линейные углеводороды являются частью природного органического вещества почв (до 2 мг/г $C_{орг}$), поступая в него в составе растительного опада и микробной плазмы [11, 13, 18] и подвергаясь в дальнейшем биохимической трансформации. Динамика содержания *н*-алканов с числом углеродных атомов C_{19}–C_{35} и соответствующих продуктов их окисления *н*-метил-кетонов (*н*-алкан-2-онов) характеризует скорость биодеградации липидов в подстилках и почвах [2]. Получаемые корреляции между спектром *н*-алканов в образцах почв и типом наземного растительного покрова позволяют использовать эти соединения в качестве биомаркеров для палеореконструкций и моделирования климатических изменений [8, 10, 15–17, 21, 23].

Предложено несколько методов выделения алифатических компонентов липидов из растений, почв и осадочных пород. Процедуры включают исчерпывающую экстракцию различными органическими растворителями с последующим разделением на фракции и очисткой на силикагеле или оксиде алюминия методом адсорбционной хроматографии. Полнота выделения целевых компонентов из почв и растительных материалов достигалась разными методами: обработкой ультразвуком в ходе экстракции [15], экстракцией в микроволновых установках [5], экстракцией в аппарате Сокслета [16, 17, 23], экстракцией субкритическими растворителями [9, 10, 14, 22]. Из перечисленных наиболее эффективными оказались методы экстракции в аппарате Сокслета и экстракции субкритическими растворителями или ускоренной автоматической экстракции растворителями (Accelerated Solvent Extraction – ASE).

В настоящий момент метод ASE рассматривается как наиболее перспективный для экстракции биомаркеров типа алканов, спиртов, кетонов, жирных кислот из твердых и полутвердых образцов с использованием традиционных растворителей (гексана, дихлорметана, хлороформа, метанола и др.).

Экстракция субкритическими растворителями рекомендована Агентством по охране окружающей среды США в качестве метода выделения широкого набора полулетучих органических соединений различной полярности из твердых матриц [7]. Повышение температуры (до 75°C и выше) ускоряет процесс экстракции, в то время как высокое давление (до 20 МПа) позволяет сохранять растворитель в жидком состоянии, обеспечивая безопасное и полное извлечение анализируемого вещества, которое достигается, в том числе за счет дополнительной промывки образца в автоматическом режиме [19, 20]. Объем получа-

емого экстракта не превышает 60–80 мл, что позволяет в ряде случаев использовать его для непосредственного анализа без дополнительной очистки и концентрирования.

Потенциальные преимущества метода ASE перед другими способами выделения могут быть реализованы только за счет тщательного выбора условий экстракции: типа используемых растворителей, температуры и времени экстракции, количества циклов обработки и промывки образцов. Поэтому основной задачей настоящей работы являлся подбор оптимальных условий для одновременной эффективной экстракции из подстилок и верхних горизонтов почв *н*-алканов и *н*-метил-кетонов в целях их дальнейшего количественного определения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты

Для отработки и апробации методики использовали образцы почвы и подстилки, отобранные в Центрально-лесном государственном биосферном заповеднике (Нелидовский район, Тверская область). Образцы отбирали в вегетационный период в 5 точках в пределах одного фитоценоза – ельника (*Picea abies*) чернично-зеленомошного (*Vaccinium myrtillus*, *Hylocomium splendens*, *Pleurozium schreberii*). Тип почвы – подзолистая грубогумусовая (Eutric Retisols). Изучали образцы горизонта FH подстилки (содержание C = 35.4 ± 0.9%) и верхнего минерального горизонта AO (содержание C = 3.4 ± 0.8%). Из точечных проб образцов готовили смешанные пробы, которые высушивали на воздухе и гомогенизировали: подстилку – в мельнице с ножевыми лезвиями, почву – в фарфоровой ступке, с последующим просеиванием через сито с диаметром отверстий 1 мм.

Методы

За основу взяли методику экстракции из почв *н*-алканов, *н*-спиртов и *н*-жирных кислот [10, 22]. Приведенные в методике параметры экстракции с использованием автоматического экстрактора ASE200 (Dionex, США): смесь CH_2Cl_2 : : CH_3OH 93 : 7 (v/v), стальные ячейки объемом 11 мл, температура – 75°C, время статической экстракции – 20 мин, давление 17 МПа (2500 psi). Смесь растворителей близкого состава (CH_2Cl_2 : : CH_3OH = 9 : 1 v/v) использовали для экстракции методом ASE C_{23} –C_{31} *н*-метил-кетонов из торфа и сфагнума [14].

Во всех вариантах экспериментов использовали одни и те же процедуры подготовки образцов к экстракции, хранения и концентрирования проб после экстракции, выделения слабополярной и неполярной фракций липидов методом адсорбционной хроматографии и количественного определения *н*-алканов и *н*-метил-кетонов методом ГХ-МС. Квалификация использованных реактивов: “эталонный” или “для ВЭЖХ”. Аналитическая повторность трехкратная.

Подготовка образцов к экстракции. 2.0 г образца почвы или 0.2 г подстилки для обеспечения равномерности заполнения перемешивали в фарфоровой ступке с 2 г прокаленного кварцевого песка (размер зерна 0.25–0.3 мм), переносили в ячейку для экстракции (11 мл) с помещенным на дно целлюлозным фильтром, оставшийся свободный объем заполняли кварцевым песком. Различные варианты экстракции исследовали с использованием прибора ASE 200 (Dionex, США), оборудованного контроллером смешивания растворителей [1].

Очистка и концентрирование экстрактов. Для удаления следов воды флаконы с экстрактами на 1.5–2 ч помещали в морозильную камеру (–20°C). Затем экстракты аккуратно переносили в сердцевидную колбу на 100 мл (кристаллы воды оставались на стенках и дне флакона) и отгоняли растворитель под вакуумом на роторном испарителе при температуре 40°C, концентрируя пробу до объема 0.05 мл. К концентрату добавляли 0.5 мл хлороформа для растворения пробы и количественно переносили на заранее подготовленную стеклянную колонку (d = 10 мм), заполненную 4 г оксида алюминия Диасорб-А (БиоХимМак, РФ) II степени активности по Брокману, насыщенного *н*-гексаном.

В качестве элюента для *н*-алканов использовали *н*-гексан, для более полярной фракции – смесь 1 : 1 (v/v) *н*-гексан : хлороформ. Пропускали через колонку 10 мл *н*-гексана и собирали элюат в отдельную пробирку. Затем повторяли промывку колонки 10 мл смеси 1 : 1 (v/v) *н*-гексан : хлороформ и также собирали элюат в отдельную пробирку. Используемые для элюирования целевых компонентов объемы растворителей определяли в серии предварительных экспериментов с дробным отбором элюата порциями по 1 мл.

Каждую из полученных фракций упаривали до объема примерно 0.25 мл, количественно переносили в хроматографическую виалу и доводили до объема 1 мл *н*-гексаном. В первой неполярной фракции определяли *н*-алканы, во второй, более полярной – *н*-метил-кетоны. Раздельный анализ фракций позволяет значительно улучшить качественную идентификацию и количественное определение *н*-алканов и *н*-метил-кетонов методом ГХ-МС с использованием фрагмент-ионов с m/z 57 для *н*-алканов и m/z 59 для *н*-метил-кетонов. Указанные ионы присутствуют в масс-спектрах гомологов обоих классов целевых компонентов, что из-за недостаточного разрешения их хроматографических пиков осложняет определение

н-метил-кетонов в пробах на фоне содержащихся в значительно более высоких концентрациях *н*-алканов.

Определение *н*-алканов и *н*-метил-кетонов. Качественную идентификацию и количественное определение целевых компонентов в пробах проводили методом капиллярной газо-жидкостной хроматографии на газовом хроматографе Agilent 6890N (Agilent Technologies, США) с квадрупольным масс-селективным детектором MSD5973N (Agilent Technologies, США) и системой обработки данных ChemStation, MSDChem. Параметры газохроматографического процесса : колонка – DB1-ms 30 м × 0.25 мм × 0.25 мкм; инжектор – испаритель, режим – без деления потока, температура инжектора – 320°C; объем пробы – 1 мкл; газ-носитель – гелий, скорость потока газа-носителя – 1 мл/мин; температурная программа термостата – 60–320°C; температура трансфера – 300°C. Параметры масс-спектрометра: тип ионизации – электронный удар; ионизирующее напряжение – 70 эВ; режим сканирования – полный ионный ток; скорость сканирования – 2.2 спектр/с; диапазон регистрируемых масс – 30–600 *m/z*.

Идентификацию *н*-алканов и *н*-метил-кетонов проводили по временам удерживания и масс-спектрам (библиотека NIST Mass Spectral Library, 2.0 ver., 2008, 986100 соединений). Количественное определение проводили по доминирующим фрагмент-ионам (базовым пикам) с *m/z* 57 для *н*-алканов, *m/z* 59 для *н*-метил-кетонов. В качестве внешнего стандарта для калибровки детектора использовали стандарт для количественного анализа *н*-алканов C_{10}–C_{36} (Connecticut *n*-Hydrocarbon Mix, Supelco). Калибровку проводили по четырем уровням, отклонения от линейности не превышали 10%.

Параметры оптимизации методики ускоренной экстракции

Модернизацию исходной процедуры экстракции проводили последовательно через ряд этапов:

1. Предварительные эксперименты показали, что при использовании на ASE в качестве экстрагента смеси дихлорметан : метанол при 75°C даже при давлении 17 МПа (2500 psi) часто происходит разгерметизация экстракционных ячеек, что связано с высоким давлением насыщенных паров дихлорметана. Поэтому дихлорметан заменили на хлороформ – растворитель, широко используемый в классических процедурах экстракции липидов [6]. Это позволило существенно (до 10.3 МПа) снизить давление в системе ASE при экстракции.

В методике ASE экстракции, приведенной US EPA [7], а также в технических рекомендациях фирмы-производителя Dionex [3] температура экстракции 100–180°C приведена как оптимальная для извлечения полулетучих органических соединений (в том числе углеводородов) из твердых матриц. Так как в литературе отсутствуют какие-либо указания на трансформацию (деструкцию или окисление) *н*-алканов и *н*-метил-кетонов при температуре экстракции выше 75°C использовали температуру 100°C. Были опробованы следующие варианты экстрагентов: 1 – $CHCl_3$; 2 – $CHCl_3$: CH_3OH 3 : 1 (v/v); 3) $CHCl_3$: : CH_3OH 1 : 1 (v/v). Время статической экстракции – 20 мин, давление 10.3 МПа (1500 psi).

2. Температура, при которой ведется экстракция, может заметно влиять на полноту извлечения *н*-алканов и *н*-метил-кетонов, поэтому определяли выход целевых компонентов при 100, 125 и 150°C.

3. При использовании метода ASE [3] рекомендуется сокращать время статического нагрева экстракционной ячейки, увеличивая при этом число циклов экстракции. Поэтому исследовали выход *н*-алканов и *н*-метил-кетонов в процессе четырех последовательных обработок образцов растворителем.

4. В работе [10] обнаружено, что относительный выход соединений разной полярности (*н*-алканов и *н*-жирных кислот) очень чувствителен к небольшим изменениям полярности растворителя. Поэтому исследовали выход целевых компонентов при последовательной экстракции различными растворителями (градиентная экстракция).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение состава растворителя

Замена дихлорметана на хлороформ в смеси с метанолом приводит к увеличению выхода *н*-алканов из образцов почвы и подстилки на 5–7%, выход *н*-метил-кетонов увеличивается на 4–5%. Использование чистого хлороформа приводит к незначительному снижению выхода анализируемых компонентов из образцов почвы и подстилки. Так как наблюдался только небольшой тренд в сторону увеличения выхода *н*-алканов и *н*-метил-кетонов с увеличением доли метанола в экстракционной смеси, в дальнейших экспериментах использовалась система $CHCl_3$: CH_3OH 3 : 1 v/v.

При использовании в качестве экстрагента смеси CH_2Cl_2 : CH_3OH 93 : 7 v/v при 17 МПа (2500 psi) в ряде случаев происходила разгерметизация ячеек, в то время как для вариантов экстракции смесью $CHCl_3$ и CH_3OH при 10.3 МПа (1500 psi) этого явления не наблюдалось.

Влияние температуры на полноту экстракции

При использовании для экстракции смеси $CHCl_3$: CH_3OH (3 : 1 v/v) при давлении 10.3 МПа и времени статической выдержки 20 мин досто-

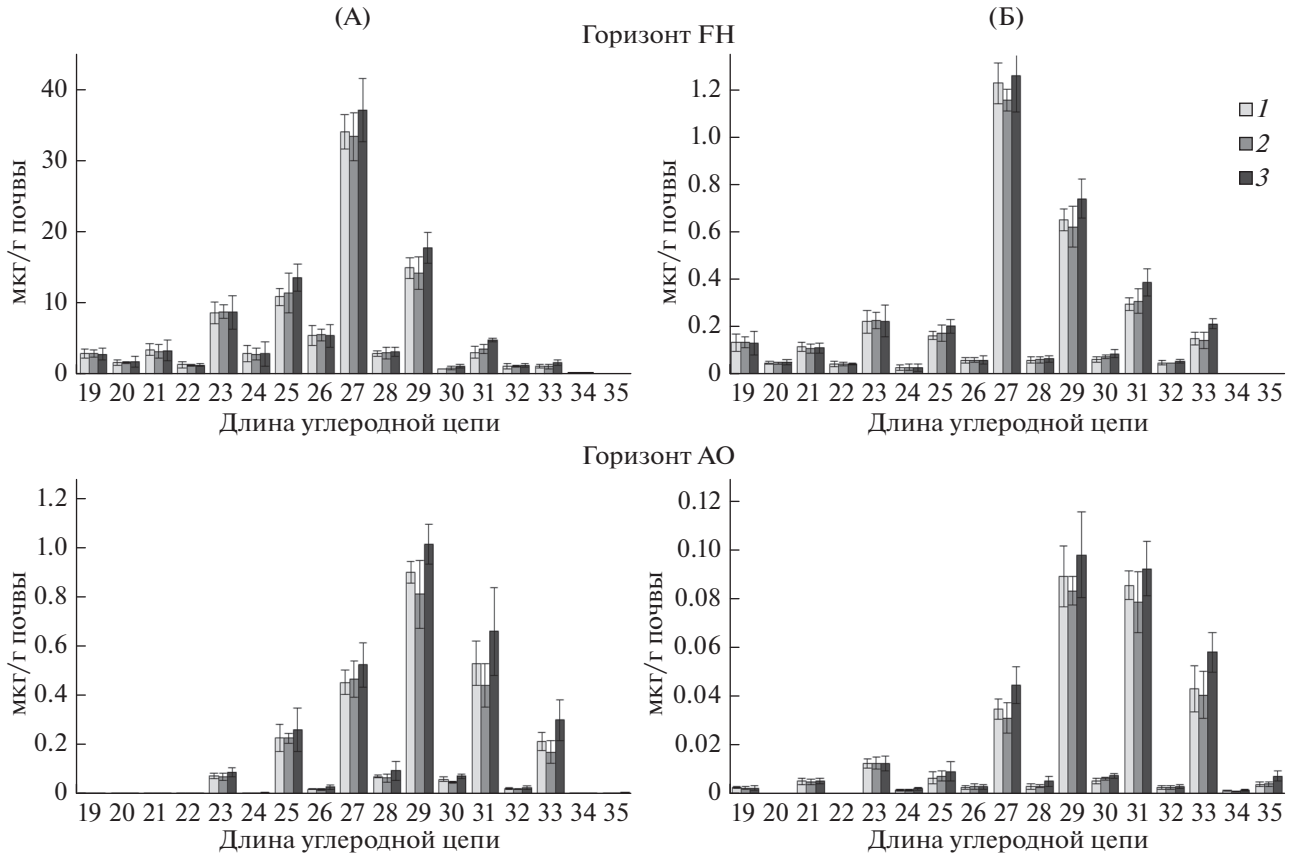

Рис. 1. Влияние количества повторных обработок экстрагентом на выход *н*-алканов (А) и *н*-метил-кетонов (Б) из образцов подстилки и почвы (среднее значение ± стандартное отклонение, $n = 5$). Условия экстракции: *1* – $CHCl_3$: : CH_3OH 3 : 1 v/v, 100°C, 10300 кПа, 20 мин, 1 цикл; *2* – $CHCl_3$: CH_3OH 3 : 1 v/v, 100°C, 10300 кПа, 5 мин, 2 цикла; *3* – $CHCl_3$: CH_3OH 3 : 1 v/v, 100°C, 10300 кПа, 5 мин, 4 цикла.

верных различий между выходом *н*-алканов и *н*-метил-кетонов для температур экстракции 100, 125 и 150°C обнаружено не было. Дальнейшие эксперименты проводились при 100°C.

Влияние повторной экстракции на выход *н*-алканов и *н*-метил-кетонов. Известно, что увеличение циклов экстракции может существенно повысить полноту извлечения анализируемых компонентов. Система ASE200 Dionex позволяет в автоматическом режиме выполнять необходимое количество повторных обработок, при этом экстракты собираются в отдельные флаконы. Было проведено 4 цикла экстракции смесью $CHCl_3$: : CH_3OH 3 : 1 v/v (100°C, 10.3 МПа) по 5 мин статической выдержки каждый. Полученные результаты были сопоставлены с результатами однократной экстракции в тех же условиях со временем статической выдержки 20 мин.

Анализ графиков (рис. 1) показывает, что уже после второй пятиминутной обработки суммарный выход как *н*-алканов, так и *н*-метил-кетонов достигает величин, полученных в экспериментах со временем статической выдержки 20 мин. В последующих двух циклах экстракции извлекается дополнительно еще 10–15% *н*-алканов и *н*-метил-кетонов.

Градиентная экстракция. В экспериментах по экстракции липидных биомаркеров из почв методом ASE обнаружено, что увеличение давления в системе от 6.9 (1000 psi) до 17 МПа (2500 psi) приводит, с одной стороны, к увеличению выхода *н*-алканов, а с другой – к небольшому снижению выхода нормальных жирных кислот [10]. Авторы приписывают этот эффект уменьшению полярности растворителя при увеличении давления в системе.

Для того чтобы извлечь наиболее гидрофобные высокомолекулярные фракции *н*-алканов и *н*-метил-кетонов из образцов почвы и подстилки в третьем и четвертом циклах экстракции смесь $CHCl_3$: : CH_3OH 3 : 1 v/v была заменена на чистый $CHCl_3$. Использование менее полярного растворителя на заключительной стадии экстракции позволило выделить на 25% больше *н*-алканов и *н*-метил-кетонов из образцов почвы, главным образом, за счет компонентов с длиной цепи C_{27}–C_{35}. Извлечение

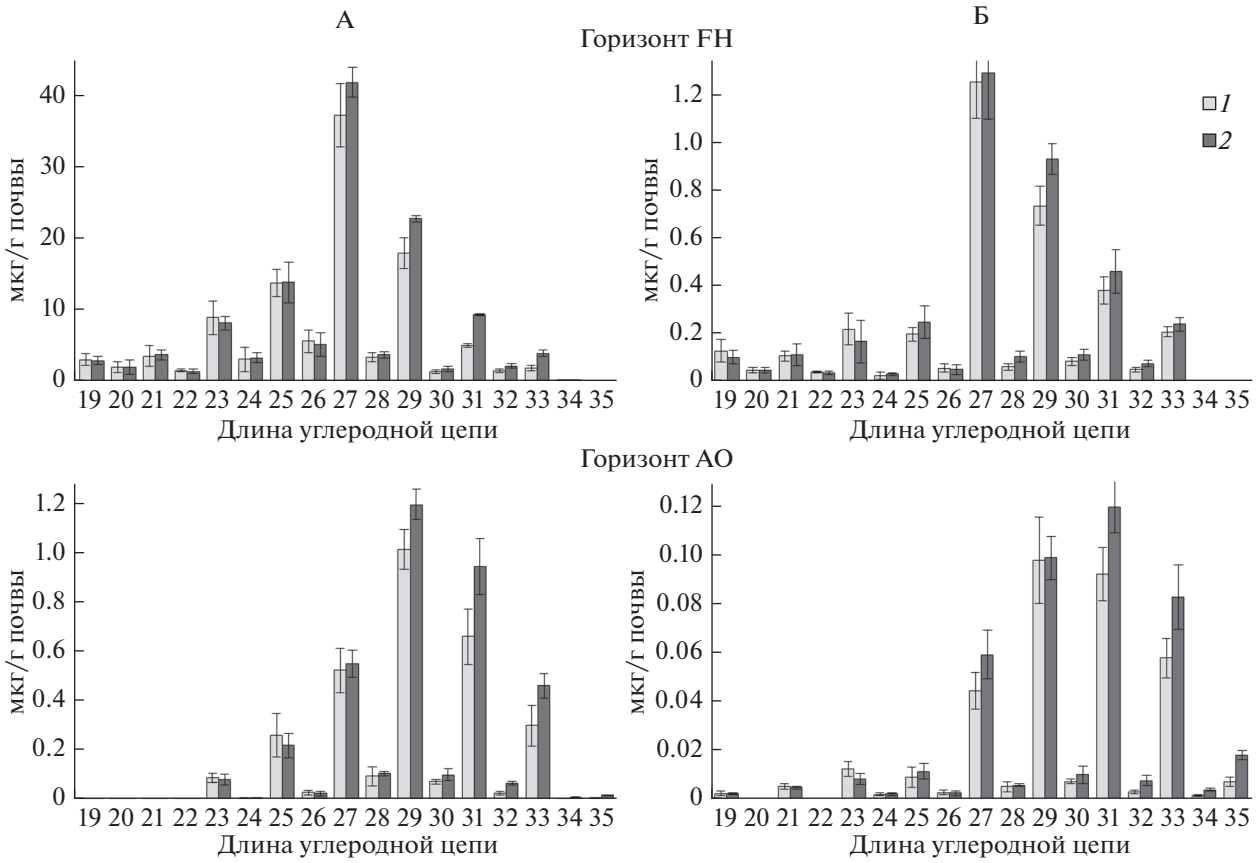

Рис. 2. Влияние градиентной экстракции на выход *н*-алканов (А) и *н*-метил-кетонов (Б) из образцов подстилки и почвы (среднее значение ± стандартное отклонение, $n = 5$). Условия экстракции: *1* – $CHCl_3 : CH_3OH$ 3 : 1 v/v, 100°C, 10300 кПа, 5 мин, 4 цикла; *2* – $CHCl_3 : CH_3OH$ 3 : 1 v/v, 100°C, 10300 кПа, 5 мин, 2 цикла + $CHCl_3$, 100°C, 10300 кПа, 5 мин, 2 цикла.

липидных компонентов из образцов подстилки увеличилось на 15% (рис. 2).

В целом по сравнению с оригинальной методикой изменение параметров экстракции позволило увеличить выход липидных компонентов из исследованных образцов почвы и подстилки на 51–56 и 28–35%, соответственно, преимущественно за счет лучшей экстракции гомологов с длиной цепи $>C_{25}$ (табл. 1).

Оптимизированный метод анализа н-алканов и н-метил-кетонов в образцах почв и подстилок

Навески почвы 2.0 г или подстилки 0.2 г в воздушно-сухом состоянии тщательно перемешива-

Таблица 1. Величины выхода липидных биомаркеров из образцов почвы и подстилки при разных процедурах экстракции, мкг/г образца

Показатель	Суммарный выход			
	C_{19}–C_{35} *н*-алканов		C_{19}–C_{35} *н*-метил-кетонов	
Образец из горизонта	FH	AO	FH	AO
Оригинальная процедура экстракции ($CH_2Cl_2 : CH_3OH$ 93 : 7 v/v, 75°C, 17 МПа, 1 цикл по 20 мин)	92.9 ± 4.2	2.44 ± 0.13	3.19 ± 0.13	0.29 ± 0.02
Оптимизированная процедура экстракции ($CHCl_3 : CH_3OH$ 3 : 1 v/v, 100°C, 10.3 МПа, 2 цикла по 5 мин; $CHCl_3$, 100°C, 10.3 МПа, 2 цикла по 5 мин)	125.5 ± 4.5	3.82 ± 0.18	4.08 ± 0.26	0.44 ± 0.02

Рис. 3. Схема анализа образцов почв и подстилок при определении состава и содержания липидных биомаркеров методом ГХ-МС.

ют с 2 г прокаленного кварцевого песка (размер зерна 0.25–0.3 мм) и помещают в экстракционную ячейку для системы ASE объемом 11 мл. Экстракция проводится при следующих условиях (для ASE200, Dionex): температура 100°C, давление 10.3 МПа (1500 psi), время предварительного нагрева – 1 мин, время статической выдержки – 5 мин, объем промывки растворителем 120%, время продувки инертным газом – 60 с, 2 цикла обработки смесью растворителей хлороформ : метанол 3 : 1 v/v и 2 цикла – хлороформом.

Полученные экстракты вымораживают при (–20°C) в течение 1.5–2 ч, затем органические фазы объединяют, перенося в одну отгонную колбу, и упаривают под вакуумом на роторном испарителе при 40°C до объема 0.05 мл. Остаток растворяют в 0.5 мл хлороформа и переносят в стеклянную колонку d = 10 мм, заполненную 4 г оксида алюминия (II по Брокману) хроматографической градации. Пропускают через колонку 10 мл *н*-гексана, затем 10 мл смеси *н*-гексан : хлороформ 1 : 1 v/v, собирая элюаты в отдельные пробирки.

Полученные фракции упаривают до объема ~0.2 мл, количественно переносят в хроматографические виалы и доводят до объема 1 мл *н*-гексаном. Полученные пробы анализируют методом ГХ-МС (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Преимущества метода ASE при выделении липидов из почв и подстилок по сравнению с классической экстракцией в аппарате Сокслета, продемонстрированные ранее [10, 14, 22], оценивались авторами, главным образом, по увеличению полноты, скорости и экономичности процедуры экстракции. Селективность процедуры по отношению к гомологам одного класса соединений, например, в рядах *н*-алканов и *н*-метил-кетонов,

практически не рассматривалась. Использование предложенной в данном исследовании процедуры повторной экстракции с градиентом полярности растворителя, выполняющейся в автоматическом режиме, позволяет устранить этот недостаток и создавать методики экстракции, оптимальные для выделения различных компонентов комплекса липидных биомаркеров из почв и подстилок. Градиентная экстракция повышает по сравнению с применением одного типа экстрагента извлечение из почвенных образцов наиболее гидрофобных гомологов *н*-алканов и *н*-метил-кетонов с длиной цепи $>C_{25}$, количественное определение которых имеет значение для оценки стабилизации органического углерода в почвах [12].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 17-14-01120. Работа была выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Завгородняя Ю.А., Бочарова Е.А., Кольцов Г.И.* Определение уровня загрязнения почв углеводородами методом автоматизированной ускоренной экстракции в субкритических условиях // Экология и промышленность России. 2012. № 2. С. 30–33.
2. *Anokhina N.A., Demin V.V., Zavgorodnyaya Yu.A.* Compositions of *n*-Alkanes and *n*-Methyl Ketones in Soils of the Forest-Park Zone of Moscow // Eurasian Soil Science. 2018. V. 51. № 6. P. 637–646. https://doi.org/10.1134/S1064229318060030
3. Application Note 338. Dionex Extraction of Total Petroleum Hydrocarbon Contaminants (Diesel and Waste Oil) in Soils by Accelerated Solvent Extraction. http: //www.dionex.com
4. *Batjes N.H.* Total carbon and nitrogen in the soils of the world // Eur. J. Soil. Sci. 2014. V. 65. № 328. P. 4–21.
5. *Bush R.T., McInerney F.A.* Leaf-wax n-alkane distributions in and across modern plants: implications for paleoecology and chemotaxonomy // Geochim. Cosmochim. Acta. 2013. V. 117. P. 161–179. https://doi.org/j.gca.2013.04.016
6. *Christie W.W., Han X.* Lipid analysis – Isolation, Separation, Identification and Lipidomic analysis. The Oily Press, Bridgwater, U.K. and Woodhead Publishing Ltd., Cambridge, U.K. 2010. 446 p.
7. EPA Methods. Method 3545A (SW-846). Pressurized Fluid Extraction (PFE). Revision 1. 2007.
8. *Griepentrog M., Bodü S., Boeckx P., Wiesenberg G.L.B.* The fate of plant wax lipids in a model forest ecosystem under elevated CO_2 concentration and increased nitrogen deposition // Organic Geochemistry. 2016. V. 98. P. 131–140. https://doi.org/j.orggeochem.2016.05.005
9. *Hepp J., Tuthorn M., Zech R., Mugler I., Schlutz F., Zech W., Zech M.* Reconstructing lake evaporation history and the isotopic composition of precipitation by a coupled $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ biomarker approach // J. Hydrology. 2015. V. 529. № 2. P. 622–631. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.012
10. *Jansen B., Hausmann N.S., Tonneijck F.H., Verstraten J.M., de Vooght P.* Characteristic straight-chain lipid ratios as a quick method to assess past forest – paramo transitions in the Ecuadorian Andes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 262. P. 129–139. https://doi.org/j.orggeochem.2008.09.006
11. *Kögel-Knabner I.* The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter // Soil Biol. Biochem. 2002. V. 34. P. 139–162. https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00158-4
12. *Lehmann J., Kleber M.* The contentious nature of soil organic matter // Nature. 2015. V. 528. P. 60–68. https://doi.org/10.1038/nature16069
13. *Lehtonen K., Ketola M.* Solvent-extractable lipids of *Sphagnum, Carex* and *Carex-Bryales* peats: content and compositional features vs peat humifications // Organic Geochemistry. 1993. V. 20. № 3. P. 363–380.
14. *Nichols J.N., Huang J.* C_{23}–C_{31} *n*-alkan-*2-ones* are biomarkers for the genus Sphagnum in fresh-water peatlands // Organic Geochemistry. 2007. V. 38. P. 1972–1976. https://doi.org/j.orggeochem.2007.07.002
15. *Nguen Tu Th.Th., Egasse C., Zeller B., Bardoux G., Biron Ph., Ponge J.-F., David B., Derenne S.* Early degradation of plant alkanes in soil: a litterbag experiment using ^{13}C-labelled leaves // Soil Biol. Biochem. 2011. V. 43. P. 2222–2228. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.07.009
16. *Norris C., Dungait J., Joynes A., Quideau S.* Biomarkers of novel ecosystem development in boreal forest soils // Organic Geochemistry. 2013. V. 64. P. 9–18.
17. *Ortiz J.E., Borrego A.G., Gallego J.L.R., Sanchez-Palencia Y., Urbanczyk J., Torres T., Domingo L., Estebanez B.* Biomarkers and inorganic proxies in the paleoenvironmental reconstruction of mires: The importance of landscape in Las Conchas (Asturias, Northern Spain) // Organic Geochemistry. 2016. V. 95. P. 41–54. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2016.02.009
18. *Pikovskii Yu.I., Smirnova M.A., Gennadiev A.N., Zavgorodnyaya Yu.A., Zhidkin A.P., Kovach R.G., Koshovskii T.S.* Parameters of Native Hydrocarbon Status of Soils of Different Bioclimatic Zones // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. № 11. P. 1333–1346. https://doi.org/10.1134/S1064229319110085
19. *Popp P., Keil P., Möder M., Paschke A., Thuss U.* Application of accelerated solvent extraction followed by gas chromatography, high-performance liquid chromatography and gas chromatography-mass spectrometry for the determination of polycyclic aromatic hydrocarbons, chlorinated pesticides and polychlorinated dibenzo-*p*-dioxins and dibenzofurans in solid wastes // J. Chromatogr. A. 1997. V. 774. № 1–2. P. 203–211.
20. *Richter B.E., Jones B.A., Ezzell J.L., Porter N.L., Avdalovic N., Pohl C.* Accelerated Solvent Extraction: A

Technique for Sample Preparation // Anal. Chem. 1996. V. 68. P. 1033–1039.

21. *Tipple B.J., Berke M.A., Doman C.E., Khachaturyan S., Ehleringer J.R.* Leaf-wax n-alkanes record the plant-water environment at leaf flush // Proc. Natl. Acad. Sci. 2013. V. 110. P. 2659–2664.
22. *Wiesenberg G.L.B., Schwark L., Schmidt M.W.I.* Improved automated extraction and separation procedure for soil lipid analyses // European J. Soil Sci. 2004. V. 55. P. 349–356.
23. *Zech M., Rass S., Buggle B., Loscher M., Zoller L.* Reconsruction of the late Quaternary paleoenviroments of Nussloch loess paleosol sequence, Germany, using *n*-alkane biomarkers // Quaternary Res. 2012. V. 78. P. 226–235. https://doi.org/j.yqres.2012.05.006

Improved Method for Determination of *n*-Alkanes and *n*-Methyl-Ketones in Litters and Soils

Yu. A. Zavgorodnyaya[1, *], N. A. Anokhina[1], L. G. Bogatyrev[1], and V. V. Demin[1]

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

**e-mail: zyu99@mail.ru*

A new technique to extract lipid biomarkers (*n*-alkanes and *n*-methyl-ketones) from forest litters and soils using the accelerated solvent extraction (ASE) method was developed. The maximum output of *n*-alkanes and *n*-methyl-ketones was obtained by sequential extraction using the chloroform : methanol mixture (3 : 1 (vol)) in the first two extraction cycles and chloroform in the subsequent two cycles. The extraction was carried out at a temperature of 100°C, a pressure of 10.3 MPa, and a static extraction time of 5 min. The repeated chloroform treatment by ASE was shown to increase the output of long-chain *n*-alkanes and *n*-methyl-ketones.

Keywords: accelerated solvent extraction, ASE technique, lipid biomarkers

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 316–329

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК [504.43+504.73]:547.912

УЧАСТИЕ РАСТЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИХ АРОМАТИЧЕСКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ ТОРФЯНИКОВ

© 2020 г. Е. В. Яковлева[a], *, Д. Н. Габов[a], Р. С. Василевич[a], Н. Н. Гончарова[a]

[a]Институт биологии Федерального исследовательского центра Коми научного центра Уральского отделения РАН, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

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

Поступила в редакцию 10.04.2019 г.
После доработки 02.07.2019 г.
Принята к публикации 20.10.2019 г.

Оценен современный состав полициклических ароматических углеводородов растительности естественных бугристых болот лесотундровой подзоны Республики Коми, определена возможность его влияния на формирование состава полиаренов торфа. Определение содержания полиаренов проводилось методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Установлено, что максимальным накоплением полициклических ароматических углеводородов среди исследованных видов отличались *Polytrichum strictum*, *Betula pubescens* и побеги *Picea abies*, в меньшей степени полиарены содержались в *Betula nana* L., *Salix lapponum* L. и *Carex limosa* L. В составе растений преобладали легкие полиарены. Дибенз[a,h]антрацен и бенз[ghi]перилен в растениях не обнаружены – их образование могло быть связано с почвообразовательными процессами. Показаны сходные закономерности в профильном распределении полициклических ароматических углеводородов в почвах мерзлотных бугров (Hemic Folic Cryic Histosols) и мочажин (Fibric Floatic Histosols). Они выражались в незначительном накоплении в основном низкомолекулярных полиаренов в сезонно-талом слое, резком возрастании содержания тяжелых структур (главным образом бенз[ghi]перилена) на границе многолетней мерзлоты, и некотором снижении их массовой доли непосредственно в мерзлотных горизонтах. Состав полициклических ароматических углеводородов торфяников в основном определяется составом полиаренов растительности до глубины прохождения границы сезонно-талого слоя, где происходил активный синтез или высвобождение тяжелых структур. На степень воздействия состава полициклических ароматических углеводородов растений на их содержание в торфе значительное влияние оказывала степень его разложения. На основании рассмотрения природной модели образования торфа мочажин показано, что состав полиаренов торфа болотных переходных почв мочажин верхних горизонтов обусловлен перекомбинацией легких структур углеводородов, входящих в состав *Sphagnum riparium* и *Eriophorum* sp. В процессе длительного формирования почв, разложения сложных органических веществ растений, главным образом, *Eriophorum* sp., начинают формироваться тяжелые структуры полициклических ароматических углеводородов и возрастает содержание легких полиаренов.

Ключевые слова: полиарены, природная модель, торфяники, Hemic Folic Cryic Histosols, Fibric Floatic Histosols

DOI: 10.31857/S0032180X20030107

ВВЕДЕНИЕ

В болотных экосистемах происходит постоянный обмен минеральными и органическими элементами между растениями и торфяной почвой. Темпы разложения растительных остатков и высвобождения из них элементов питания зависят от индивидуальных особенностей химического состава растений и условий, в которых эти процессы протекают. Наиболее устойчивы к разложению сфагновые мхи, наименее – травянистые растения. Кустарнички характеризуются средней скоростью разложения [7]. По данным [25] торфяные болота богатые мхами, кустарниковыми и древесными растениями накапливают больше торфа, чем водно-болотные угодья, где доминируют злаки. Высокие потенциалы накопления торфа авторы связывают с низкими скоростями разложения.

Наиболее интенсивные процессы деструкции растительных остатков протекают на начальном этапе разложения, затем их скорость снижается [7]. Авторами показано, что количество запасаемого

в процессе фотосинтеза углерода значительно превышает потери углерода при разложении растительных остатков как для отдельных видов растений, так и для фитоценоза в целом. Болотные экосистемы характеризуются более низкими по сравнению с продуктивностью скоростями трансформации органического вещества растений, за счет чего и происходит постоянное накопление органического вещества в виде торфа.

Принято считать, что торф состоит из легкоразлагаемых соединений, например, полисахаридов и устойчивых веществ, таких как лигнин, и сложных ароматических соединений, а также продуктов их взаимной трансформации и комбинации, таких, как гумусовые вещества. Химический состав торфа является результатом комбинации химического состава болотных растений и микроорганизмов, почвенных вод и вторичных веществ, образующихся при разложении. Торф формируется в результате процессов накопления и распада растительных остатков. После отмирания растения его остатки начинают преобразовываться анаэробно, в то время как новый материал накапливается над ними, так что основные структурные элементы теряют свою целостность и уплотняются под весом нового растительного материала [21].

Полициклические ароматические углеводороды (**ПАУ**) – токсичные, мутагенные, канцерогенные соединения [13, 16, 18] с одной стороны и необходимые органические компоненты для растений с другой, в значительных количествах присутствуют в составе торфа. По данным Пастухова [11], высокая химическая устойчивость ПАУ в сочетании с кислой и анаэробной средой торфяной залежи способствует их слабой деградации. Низкая водорастворимость полиаренов увеличивает их сорбцию почвенными частицами и ограничивает доступность для микробиологического разложения. Некоторые авторы утверждают, что с увеличением времени пребывания ПАУ в почвах их экстракционная способность, разлагаемость и токсичность уменьшаются [28]. Модельный эксперимент по разложению 10 ПАУ (фенантрена, флуорантена, пирена, бензо[a]антрацена, хризена, бензо[b]флуорантена, бензо[k]флуорантена, бензо[a]пирена, индено[1,2,3-cd]пирена и бензо[ghi]перилена) в торфе показал, что содержание данных полиаренов в течении 33-х месяцев не изменялось от исходного уровня. Эксперимент проводили в аэробных и анаэробных условиях при температуре 15°C в темноте [26]. Другими авторами было показано, что при разложении *Sphagnum* в лабораторных условиях, содержание ПАУ в нем снижалось на 50% через 120 дней [27].

Исследование шестнадцати гуминовых кислот и одной фракции гумина, выделенных из торфяной почвы, на содержание ПАУ, показали, что гумин является основным поглотителем ПАУ в почве благодаря своему химическому составу, богатому алифатическим углеродом, и высококонденсированной физической структуре его углеродных доменов. Авторы связывают с этим фактом устойчивость и слабую биоразлагаемость ПАУ в торфяниках [22]. Другие авторы предлагают использовать торф в качестве сорбента для очистки вод от ПАУ [29].

Из-за устойчивости соединений, присутствующих в торфяных болотах, они являются природными архивами загрязнения атмосферы. Профили торфяников используются для изучения хронологии осаждения вредных загрязняющих веществ, в том числе полиаренов [20, 26].

Цель работы – исследовать состав ПАУ доминантных растений бугристых болот и определить возможность его влияния на формирование состава ПАУ торфа.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проведены в подзоне лесотундры Республики Коми в бассейне р. Уса в области распространения массивно-островной многолетней мерзлоты. Территория представляет собой полого-увалистую лесотундровую равнину, покрытую чехлом покровных пылеватых суглинков [9]. Климат умеренно континентальный, среднегодовая температура воздуха по метеостанции г. Воркута – минус 5.8°C, среднегодовое количество осадков – 550 мм [3]. Бугристые болота широко распространены в тундре и лесотундре и занимают обширные площади на плоскоравнинных водоразделах, в депрессиях ледникового происхождения [2]. Болотные почвы крайнего севера возникли в голоцене в период климатического оптимума, торфонакопление протекало по низинному типу [12]. Со временем массивы торфяников под влиянием водной эрозии, криогенных и термокарстовых процессов превратились в мочажинно-бугристые торфяники.

Согласно комплексному гидролого-морфологическому подходу, исследованное болото относится к типу плоскобугристых, или “flat palsa mire” [24]. В соответствии с ботанико-географическими принципами [14] болото принадлежит к типу травяно-лишайниковых северо-восточноевропейских болот: травяно-кустарничково-мохово-лишайниковых на буграх, пушицево-осоково-сфагновых и осоковых в понижениях. Болото характеризуется хорошо выраженным микрорельефом, в значительной степени обусловленным мерзлотными процессами. Около 60% массива занимают повышения или бугры, остальное пространство – мочажины, топи, обводненные ложбины стока и вторичные озерки. Микрорельефом вызвана и комплексность растительного покрова. Преобладают плоские бугры высотой 0.8–1 м, ре-

же – выше. Мощность сезонно-талого слоя (**СТС**) варьирует от 40 до 50 см (максимальная глубина протаивания СТС зафиксирована в сентябре). Нижняя граница многолетней мерзлоты почв мочажин расположена на глубине 190 см и приходится на материнскую почвообразующую породу. Бугры имеют округлую или овальную форму, их размеры в поперечнике варьируют от 10–15 до 20–45 м. Поверхность бугров ровная или мелкокочковатая. На отдельных буграх в результате деградации мерзлоты формируются блюдцеобразные понижения с влаголюбивой растительностью.

Видовой состав растений исследованного болота крайне беден, по предварительным данным он насчитывает около 60 видов, включая высшие сосудистые растения, мхи и лишайники. Основу флороценотического комплекса составляют бореальные и гипоарктические виды (*Betula nana, Ledum palustre, Rubus chamaemorus, Eriophorum russeolum* и др.). Из арктических активен только *Carex rotundata*. Обильно представлен состав моховолишайникового покрова (около 40 видов). Для понижений характерны мхи, среди них преобладают сфагновые – *Sphagnum lindbergii*, *S. riparium*, *S. balticum*, *S. jensenii*, *S. angustifolium*, гипновые представлены 1–3 видами (*Warnstorfia exannulata, W. fluitans, Straminergon stramineum*). Напочвенный покров бугров заметно богаче. Среди мхов здесь доминируют виды р. *Dicranum, Polytrichum strictum*, *Aulacomnium palustre*, *A. turgidum*, *S. fuscum*, *S. russowii*. Среди лишайников преобладают представители родов *Cladina*, *Cetraria* и *Flavocetraria*. Ряд видов относится к лекарственным и хозяйственно-ценным (например, *Ledum palustre*, *Rubus chamaemorus*, *Vaccinium uliginosum*, *Menyanthes trifoliata*).

Исследования проведены в пределах бугристо-мочажинного (топяного) комплекса. Типы почв – торфяная олиготорфная мерзлотная почва бугров (Hemic Folic Cryic Histosols) и болотная переходная остаточно низинная почва мочажин (Fibric Floatic Histosols). Разрезы глубиной 2 м заложены в 7 км к юго-западу от ст. Сейда в моренной пониженной равнине. Диаметр бугра составил 12 м. Отбор и пробоподготовка торфа проведены согласно ГОСТ 17644-83, ГОСТ 11306-2013. С поверхности болота отбирали растения в трехкратной повторности. Отбор доминантных видов был основан на анализе ботанического состава торфа (табл. 1, 2).

На буграх были отобраны виды: *Polytrichum strictum* Brid., *Eriophorum vaginatum* L., *Betula nana* L. В мочажинах – Sp*hagnum riparium* Angstr., *Carex limosa* L., *Eriophorum russeolum* Fries, ветви и листья *Salix lapponum* L. Вблизи топи – *Comarum palustre* L., *Carex aquatilis* L., *Equisetum fluviatile* L. По краям болота – ветви и листья *Betula pubescens* Ehrh. и побеги *Picea abies* L. возраста 1–7 лет. Образцы почв и растений высушивали при комнатной температуре, измельчали и проводили химический анализ на содержание полиаренов. Химикоаналитические исследования почв и растений выполняли в ЦКП “Хроматография” Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Для извлечения ПАУ из почв и растений использовали систему ускоренной экстракции растворителями ASE-350 (Dionex Corporation, США). Пробу почвы или растения массой 1 г помещали в экстракционную ячейку и трижды экстрагировали смесью хлористый метилен: ацетон (1 : 1) при температуре 100°С. Затем экстракты концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 70°С и заменяли растворитель на гексан. Полученный концентрат пробы объемом 3 см^3, очищали от неорганических примесей методом колоночной хроматографии, с использованием оксида алюминия(II) степени активности по Брокману. В качестве элюента использовали 50 см^3 смеси гексан: хлористый метилен (4 : 1). Элюат концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 85°С, до объема 5 см^3, затем добавляли 3 см^3 ацетонитрила и упаривали при температуре 90°С до полного удаления гексана. Концентрат пробы в ацетонитриле анализировали на содержание ПАУ методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Контроль точности результатов измерений проводили с использованием стандартного образца Certified reference material BCR-683 (European commission community bureau of reference) для растений и Standard Reference Material 1944 New York/New Jersey Waterway Sediment (National Institute of Standards & Technology, USA) для почв [18].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В растениях тундровых бугристых болот обнаружено 11 структур ПАУ: нафталин, флуорен, фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен, хризен, бенз[a]антрацен, бензо[b]флуорантен, бензо[k]флуорантен, бенз[a]пирен (табл. 3). Полиарены в растениях были представлены в основном легкими 2–4-ядерными структурами, их доля от общей суммы ПАУ варьировала в диапазоне 96–100% для растений разных видов. Выявлена высокая степень корреляции между составом ПАУ растений разных видов, коэффициенты варьируют от $r = 0.63$ до 1.00 (при $n = 11$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.55$). Максимальные коэффициенты корреляции $r = 0.99–1.00$ были обнаружены между *Sphagnum riparium*, осоками и пушицами, еще в одну группу выделяются *Betula nana*, побеги *Picea abies*, *Salix lapponum* и *Betula pubescens*. Тесно коррелировал состав ПАУ *Comarum palustre* и *Equisetum fluviatile* ($r = 0.99$). Составы ПАУ листьев *Salix lapponum* и *Betula pubescens* также коррелировали между собой.

Таблица 1. Ботанический состав (%), тип и вид торфа торфяной олиготорфной мерзлотной почвы бугров

Горизонт, глубина, см	Тип и вид торфа	Степень разложения, %	*Betula* sp. *(древесина + кора)*	*Picea*	*Salix*	*Betula nana*	*Rubus chamaemorus*	*Empetrum*	*Ledum*	Кустарнички неопред.	*Eriophorum*	*Carex limosa*	*Carex rariflora*	*Carex cespitosa*	*Carex aquatilis*	*Carex rotundata*	*Equisetum*	*Menyanthes*	*Calla palustris*	*Comarum*	Травяные	*Polytrichum*	*Dicranum*	*Mnium* sp.
			древесные растения		кустарники		кустарнички				травянистые растения											мхи		
Т1, 0–5	Политриховый (В)	20–25	–	–	–	–	5	10	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	60	20	–
Т1, 5–10	Политриховый (В)	20–25	–	–	–	5	5	15	15	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	20	30	–
Т2, 15–20	Кустарничковый верховой (В)	35–40	–	–	10	20	5	10	10	20	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	15	5	–
Т3, 25–30	Осоково-пушицевый низинный (Н)	35–40	–	–	5	15	–	–	–	5	45	–	–	20	10	–	–	–	–	–	–	5	5	–
Т3, 35–40	Осоковый низинный (Н)	30–40	–	–	5	10	–	–	–	–	10	–	–	35	20	5	5	5	–	–	–	–	–	–
Т4, 40–60	Березовый низинный (Н)	30–35	55	–	5	–	–	–	–	–	5	–	–	15	5	5	5	5	–	–	–	–	–	–
Т5, 60–80	Вахтово-осоковый низинный (Н)	30–35	–	–	–	5	–	–	–	–	5	–	–	25	10	5	15	25	–	5	5	–	–	–
Т6, 80–100	Древесно-осоковый (Н)	35–40	25	–	5	–	–	–	–	–	10	–	–	30	10	5	10	5	–	–	–	–	–	–
Т7, 100–125	Древесно-осоковый (Н)	35–40	25	–	10	–	–	–	–	–	10	5	–	35	5	5	5	–	–	–	–	–	–	–
Т7, 125–150	Осоковый низинный (Н)	30–35	10	–	5	–	–	–	–	–	5	5	10	35	15	–	5	5	–	–	–	–	–	5
Т8, 150–175	Древесно-осоковый (Н)	35–40	25	–	5	–	–	–	–	–	–	–	5	25	15	–	10	10	–	–	5	–	–	–
Т9, 175–200	Древесно-травяной, глина (Н)	>50	20	5	15	–	–	–	–	–	–	–	–	15	–	–	10	15	5	5	10	–	–	–

Таблица 2. Ботанический состав (%) и виды торфа болотной переходной остаточно-низинной почвы мочажин

Горизонт, глубина, см	Тип и вид торфа	Степень разложения, %	*Betula*	*Salix*	*Carex aquatilis*	*Carex rostrata*	*Calamagrostis*	*Eriophorum*	*Menyanthes trifoliata*	Семена *Menyánthes*	*Equisetum*	*Sphagnum jensenii*	*Sphagnum lindbergii*	*Sphagnum riparium*	*Sphagnum squarrosum*	*Sphagnum* sect.	*Loeskypnum badium*	*Polytrichum* sp.	*Warnstorfia* sp.
			древесные	кустарники	травянистые растения						мхи								
Т1, 0–10	Сфагновый (П)	5	–	–	–	–	–	15	–	–	–	–	–	85	–	–	–	–	–
Т2, 10–18	Сфагновый (П)	5	–	–	–	–	–	10	–	–	–	–	–	90	–	–	–	–	–
Т3, 18–30	Сфагново-гипновый (П)	15	–	–	–	–	–	10	–	–	–	–	–	35	–	–	55	–	–
Т4, 30–40	Сфагновый (П)	10	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	70	–	–	25	–	–
Т5, 40–50	Сфагновый (П)	10–15	–	–	–	–	–	10	–	–	–	–	–	75	–	–	15	–	–
Т6, 50–60	Сфагновый (П)	15	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	80	+	–	15	–	–
Т7, 60–80	Древесно-пушицевый (П)	35	15	+	–	20	–	35	–	–	+	+	5	15	+	+	+	+	10
Т8, 80–100	Древесно-осоковый (П)	40	20	+	+	25	–	20	–	–	–	–	5	15	–	+	+	+	5
Т9, 100–120	Древесно-осоковый (П)	35	15	–	20	15	–	20	–	–	5	–	5	10	–	–	5	–	+
Т10, 120–135	Древесно-осоковый (Н)	30	20	–	25	15	–	20	–	–	20	–	–	–	–	–	+	–	–
Т11, 135–150	Хвощево-осоковый (Н)	30	10	–	30	15	–	5	+	–	25	–	–	10	+	–	+	–	5
Т12, 150–170	Хвощево-осоковый (Н)	30	10	–	40	15	+	5	10	–	25	–	–	+	–	–	–	–	–
Т 13, 170–190	Хвощево-осоковый (Н)	35–40	+	–	30	10	5	5	20	+	30	–	–	+	–	–	–	–	+

Таблица 3. Массовая доля индивидуальных ПАУ в растениях разных видов, нг/г (над чертой – среднее значение, под чертой – стандартное отклонение среднего, все пробы проанализированы в трехкратной повторности)

ПАУ	*Sphagnum riparium*	*Polytrichum strictum*	*Equisetum fluviatile*	*Comarum palustre*	*Carex limosa*	*Cárex aquátilis*	*Eriophorum russeolum*	*Eriophorum vaginatum*	*Betula nana*	*Salix lapponum*, листья	*Salix lapponum*, ветви	*Betula pubescens*, листья	*Betula pubescens*, ветви	*Picea abies*, 1–7 лет
Нафталин	56.9/2.6	368.5/18.0	56.2/2.5	55.9/4.8	89.2/0.7	39.5/3.0	64.7/2.1	69.9/4.3	242.7/13.5	44.2/2.0	232.1/4.6	41.5/1.9	346.5/6.5	378.6/73.7
Флуорен	6.8/0.3	6.5/0.2	4.3/0.2	5.1/0.6	8.7/0.5	4.7/0.1	7.9/0.5	6.9/0.6	5.6/0.1	4.6/0.2	4.3/0.0	3.5/1.1	5.1/0.0	6.3/2.0
Фенантрен	55.1/7.0	28.9/1.6	28.6/3.6	30.8/3.3	70.5/6.8	44.9/7.5	55.4/3.4	53.4/14.5	19.4/3.5	51.8/6.6	18.2/1.2	43.8/5.6	22.0/1.2	21.5/4.8
Антрацен	0.7/0.2	1.0/0.4	0.9/0.3	0.9/0.4	1.4/0.9	2.6/2.7	1.6/0.4	0.8/0.6	1.0/0.5	0.5/0.1	1.9/0.0	0.5/0.1	1.8/0.0	0.6/0.1
Флуорантен	6.5/1.2	8.1/0.2	7.4/1.4	8.6/0.7	10.5/1.7	6.3/0.3	14.8/0.3	7.5/1.8	4.4/0.3	13.3/2.5	7.4/0.2	16.5/3.0	2.2/0.1	5.6/1.1
Пирен	4.8/0.8	5.4/0.4	7.3/1.2	10.3/0.6	6.3/1.7	6.0/1.5	10.7/1.7	9.3/1.9	2.6/3.2	11.3/0.2	4.8/0.1	18.8/2.9	11.0/0.3	4.0/1.1
Бенз[a]антрацен	1.1/0.2	3.4/1.1	0.6/0.3	1.0/0.3	0.8/0.4	0.9/0.1	1.3/0.2	1.1/0.2	0.2/0.3	0.7/0.1	0.0/0.0	1.5/0.3	0.4/0.0	0.1/0.1
Хризен	2.0/0.3	3.4/0.1	0.6/0.1	2.2/0.3	1.9/0.1	2.1/0.5	3.3/0.3	2.4/0.5	0.5/0.7	0.7/0.1	1.7/0.0	2.8/0.4	1.9/0.0	0.5/0.2
Бенз[b]флуорантен	0.0/0.0	6.3/0.9	0.0/0.0	0.0/0.0	0.5/0.6	0.9/1.1	0.7/0.8	0.0/0.0	0.0/0.0	0.0/0.0	0.0/0.0	3.5/0.0	0.0/0.0	0.0/0.0
Бенз[к]флуорантен	0.6/0.02	1.5/0.5	0.0/0.0	0.5/0.2	0.4/0.1	0.5/0.1	0.7/0.2	0.4/0.04	0.1/0.2	0.5/0.0	0.0/0.0	0.4/0.0	0.3/0.0	0.0/0.0
Бенз[a]пирен	0.2/0.2	1.7/0.4	0.4/0.5	0.8/0.3	0.7/0.3	0.0/0.0	0.6/0.2	0.3/0.4	0.1/0.2	0.0/0.0	0.0/0.0	0.9/1.0	0.0/0.0	0.0/0.0
∑ПАУ	134.7/5.4	434.7/21.3	106.3/5.7	116.1/1.7	190.9/12.7	108.4/5.1	161.6/8.2	152.1/15.5	276.7/21.9	127.4/6.9	270.5/18.5	133.5/7.2	391.2/28.1	417.2/80.3

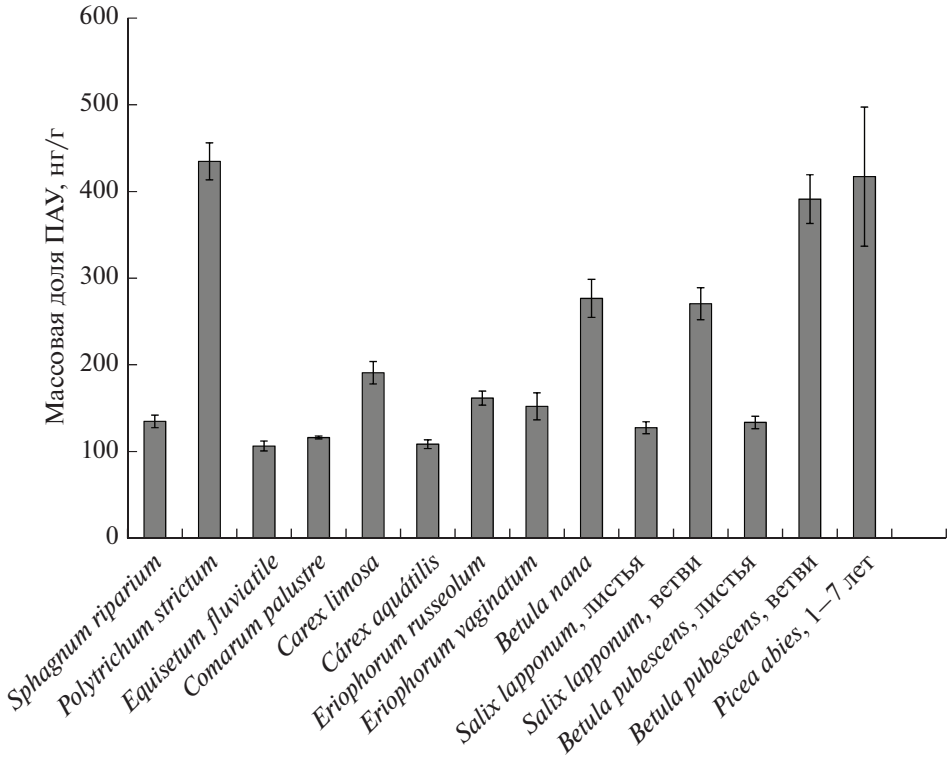

Рис. 1. Содержание ПАУ в растениях бугристых болот.

Максимальное содержание ПАУ среди растений бугристых болот было выявлено в *Polytrichum strictum*, побегах *Picea abies*, ветвях *Betula pubescens*, в меньшей степени в ветвях *Salix lapponum* и *Betula nana* (рис. 1).

Для этих растений было характерно повышенное содержание нафталина, массовая доля которого составляла от 85 до 91% от всей массы ПАУ в растениях. Для травянистых растений, *Equisetum fluviatile*, *Sphagnum riparium*, листьев *Salix lapponum* и *Betula pubescens* значения содержания ПАУ были близкими, в 2–4 раза меньше по сравнению с растениями-аккумуляторами, содержание нафталина в данных видах варьировало от 31 до 53%.

Растения напочвенного покрова и растительный опад служат основой формирования почв. Растительные остатки подвергаются разложению грибами и бактериями, поэтому состав ПАУ в процессе разложения может модифицироваться. При этом могут происходить значительные изменения в составе ПАУ торфяников. Согласно данным датировки, торфонакопление в исследуемых торфянниках началось в раннеатлантический период в условиях эвтрофного низинного болота со скоростью накопления ≈0.5 мм/год. Во время атлантического климатического оптимума прирост торфа значительно увеличивался и к позднеатлантическому периоду достигал 6.6 мм/год. При переходе к суббореальному периоду с более холодным и сухим климатом скорость прироста торфа значительно снижалась до 0.2–0.4 мм/год [4, 6]. Полученные данные совпадают с результатами обзора литературы, показывающего, что в бореальной области долговременные темпы роста целинных торфяников обычно различаются от 0.2 до 1.5 мм/год [21]. В составе современной растительности бугров доминировали *Betula nana*, *Polytrichum strictum*, *Eriophorum russeolum*.

В почвах бугров и мочажин выявлено присутствие 14 ПАУ (рис. 2, 3), кроме полиаренов, обнаруженных в исследованных растениях, присутствовали аценафтен, дибенз[a,h]антрацен и бенз[ghi]перилен. Для лучшей визуализации рисунки представлены без учета бенз[ghi]перилена в торфе из-за его высокого содержания.

В процессе микробиологического разложения растений формировались тяжелые структуры ПАУ, они могли образовываться из более сложных органических соединений, присутствовавших в растениях, в том числе пентациклических терпенов, ароматических структур, а также структур с диеновыми или полиеновыми связями в алифатических углеводородных цепях, липидах [10, 15, 17, 28]. Другими авторами показано, что аценафтен, флуорен, пирен, дибенз[a,h]антрацен, нафталин и бенз[ghi]перилен имеют преимущественно биопедогенное происхождение и образуются в восста-

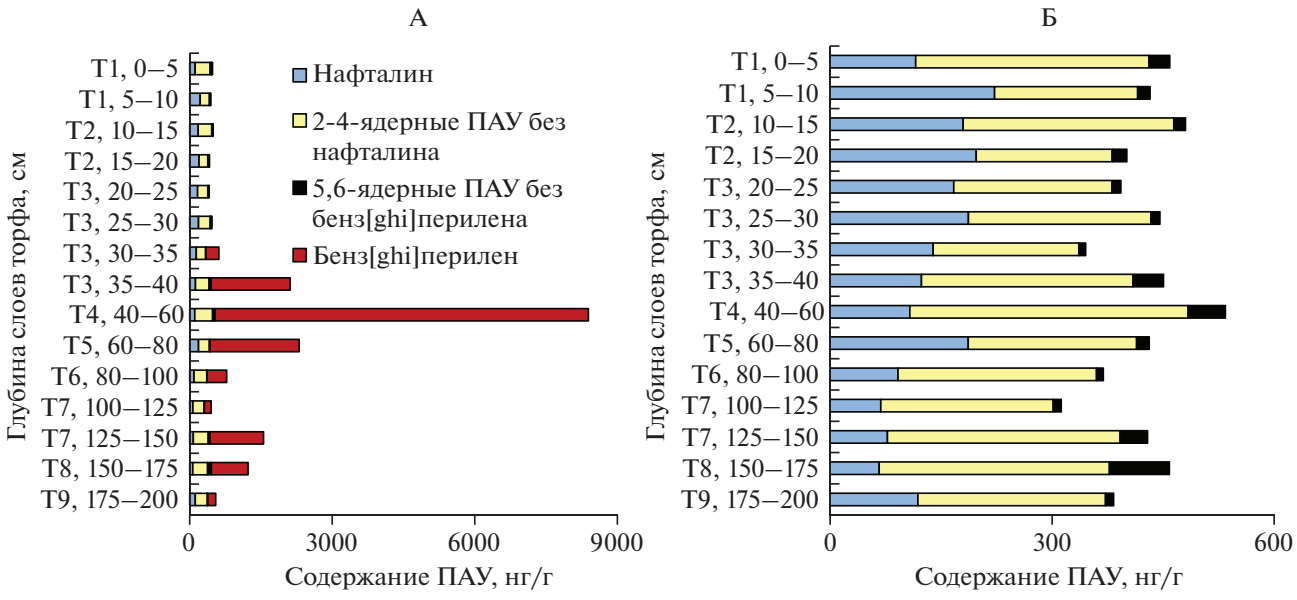

Рис. 2. Содержание ПАУ в разных слоях торфа торфяной олиготорфной мерзлотной почвы бугров: А – содержание всех ПАУ, В – содержание ПАУ без бенз[ghi]перилена.

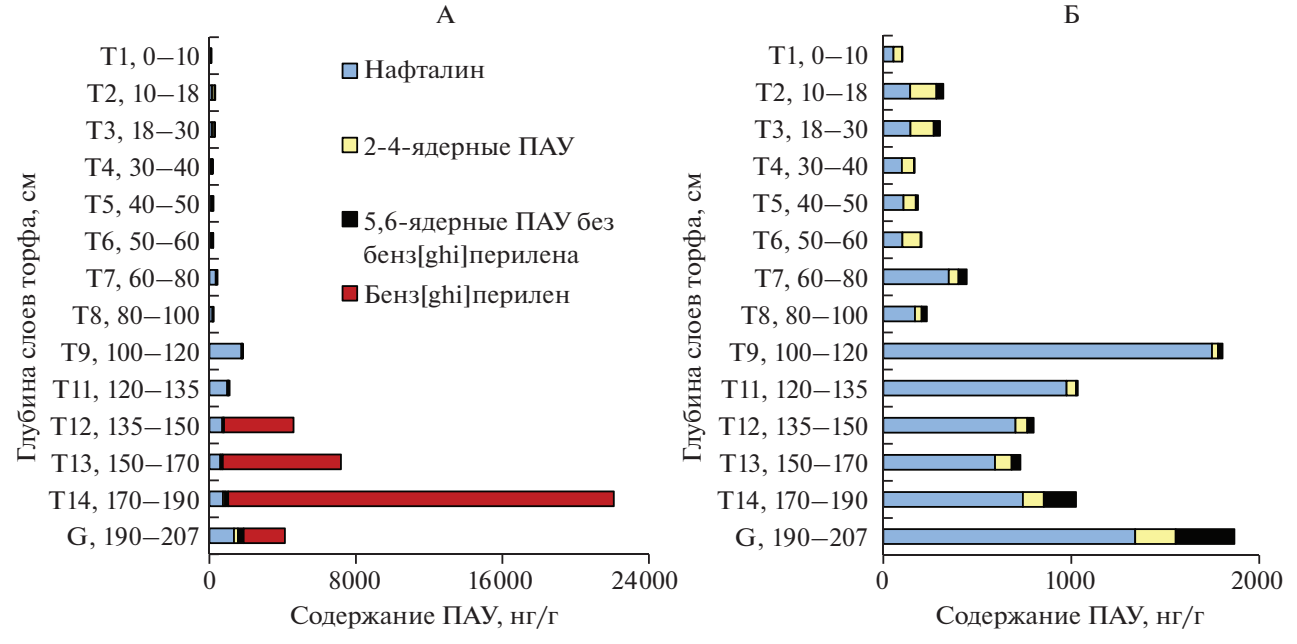

Рис. 3. Содержание ПАУ в разных слоях торфа болотной переходной остаточно низинной почвы мочажин: А – содержание всех ПАУ, В – содержание ПАУ без бенз[ghi]перилена.

новительных условиях в сильнообводненных горизонтах коллювиальных почв [19].

Суммарное содержание ПАУ в верхних слоях торфа мерзлотных бугров 0–30 см было примерно одинаковым. Затем следовало резкое повышение содержания полиаренов с пиком на границе СТС на глубине 40–60 см, в основном за счет бенз[ghi]перилена. В слое многолетней мерзлоты также обнаружено значительное накопление данного полиарена, но общее содержание ПАУ снижается в глубинных слоях до 5–15 раз. При этом следует отметить обратную зависимость накопления нафталина и бенз[ghi]перилена в торфе. В слоях торфа, содержащих максимальное количество бенз[ghi]перилена, массовая доля нафталина минимальна. То же характерно для аценафтена, антраце-

на, флуорантена, бенз[a]антрацена и бензо[b]флуорантена, но в меньшей степени. Полиарены в слоях торфа 0–30 см, как и в растениях, были представлены преимущественно легкими структурами (89–94%). В СТС доля легких структур в общем содержании ПАУ снижалась до 6–19%, и вновь возрастала в слоях многолетней мерзлоты до 25–67%. Такие изменения в составе ПАУ были в основном связаны с избыточным содержанием бенз[ghi]перилена на границе мерзлоты. Так как бенз[ghi]перилен, как и дибенз[a,h]антрацен, в современных растениях отсутствовал, их образование могло быть связано с почвообразовательными процессами.

Для мочажинного торфа отмечены сходные тенденции. В верхнем слое торфяника 0–10 см содержание ПАУ не велико (100 нг/г), в последующих слоях 10–100 см оно незначительно варьирует и превышает содержание в верхнем слое в 2–4 раза. Затем происходит значительное повышение содержания полиаренов в слоях 100–130 см, главным образом, за счет увеличения количества нафталина. По мере приближения к границе СТС (130–170 см) резко возрастает массовая доля бенз[ghi]перилена, а, следовательно, и общей суммы ПАУ. Максимум накопления полиаренов отмечен, как и для сухоторфяной мерзлотной почвы бугров, на глубине границы СТС (170–190 см). Затем отмечено 5-кратное уменьшение содержания ПАУ в слое многолетней мерзлоты. Так же, как для почвы бугров, с глубиной доля низкомолекулярных структур ПАУ увеличивалась до 78–99% от общего содержания. Как и на буграх, выявлена обратная тенденция в накоплении нафталина и бенз[ghi]перилена в торфе. В меньшей степени при возрастании массовой доли бенз[ghi]перилена уменьшалось содержание аценафтена, флуорена, антрацена, флуорантена, бенз[a]антрацена и бензо[k]флуорантена в торфянике. Сходные закономерности распределения ПАУ по профилю торфяника были обнаружены при изучении омбротрофного болота в Швейцарии. Содержание нафталина было близким к полученным нами данными, массовая доля бенз[ghi]перилена варьировала в широком диапазоне, при его максимальном содержание был выявлен минимум массовой доли нафталина. Максимальное общее содержание полиаренов в торфянике было выявлено на глубине 20–25 см [20]. Авторы связывают повышение концентраций ПАУ в данном горизонте с активным применением в Швейцарии каменного угля в качестве топлива в период формирования данного слоя торфа.

Следует отметить, что содержание полиаренов в почвах значительно превышало их массовую долю в растениях, кратности достигали 200 раз. Исключением было содержание ПАУ в горизонте 0–10 см почв мочажин, которое было в 2–4 раза ниже, чем в *Polytrichum strictum*, *Carex limosa, Betula nana* побегах *Picea abies*, ветвях *Betula pubescens*, *Salix lapponum* и близко к массовой доле ПАУ в остальных исследованных видах.

Более высокое содержание полиаренов в торфяных горизонтах почв по сравнению с растениями во многом объяснялось эффектом спрессовывания растений в процессе формирования почвенного профиля. Из растений минерализовались и улетучивались простые вещества в виде газов, легкоразлагаемая часть перерабатывалась микроорганизмами, и в итоге ПАУ и другие органические вещества, трудно подвергающиеся разложению, оставались в почве в спрессованном состоянии, возрастал их вклад на 1 г почвенно-растительного материала. Так, эксперимент по разложению, травянистых растений *Ceratophyllum demersum* L., *Menyanthes trifoliata* L. и листьев *Nuphar lutea* L. в озерах, показал, что эти виды в кислых условиях среды (pH 4.4–5.2) теряют в течение 100 дней до половины сухого веса [23].

Было проведено сравнение качественного состава ПАУ почв и исследованных растений. Для корреляционного анализа использовали данные по тем видам растений, которые входили в ботанический состав того или иного торфяного разреза. В ботаническом составе торфа мерзлотных бугров слоев 0–10 см доминировал *Polytrichum* sp. Сравнение качественного состава торфа этих слоев показало значимую степень корреляции состава ПАУ с современным составом ПАУ *Polytrichum strictum*, коэффициент корреляции составил 0.67 (при $n = 28$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.36$). Торф в данных слоях был разложен на 20–25%, что могло сказаться на качественном составе ПАУ.

Торф более глубинных слоев разложен до 40%, на глубинах 10–15 см выявлено присутствие *Betula nana* и *Salix* sp. Данные корреляционного анализа позволили выявить достоверную статистическую взаимосвязь состава ПАУ данных видов растений и торфа, коэффициент корреляции составил 0.80 для *Betula nana*, ветвей *Salix lapponum* и *Polytrichum strictum* и 0.54 – для листьев *Salix lapponum*. Более слабую корреляционную взаимосвязь состава ПАУ торфа и листьев *Salix lapponum* можно объяснить большей скоростью разложения листьев по сравнению с древесными остатками. Известно, что корневой опад гораздо медленнее подвергается разложению по сравнению с зелеными частями сосудистых растений. Считается, что в корнях содержатся органические соединения, препятствующие их разложению, также кора корней, содержащая дубильные вещества и смолы, может способствовать замедлению процессов деструкции [7]. Листья ивы, по-видимому, уже разложились в торфе, что привело и к деструкции находящихся в их составе ПАУ. Вероятно, полиарены подвергались дальнейшему разложению до более легких структур и простых веществ. Как известно, деструкция ПАУ микроорганизмами осу-

ществляется последовательно и начинается с гидроксилирования только одного ароматического кольца [8].

На глубине 25–35 см обнаружен большой вклад пушиц и осок в формировании ботанического состава торфа. Показаны значимые коэффициенты корреляции с составом ПАУ торфа для *Eriophorum russeolum* и *Eriophorum vaginatum* $r = 0.41–0.44$ (при $n = 28$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.36$). Более высокие степени корреляции выявлены для *Betula nana* и ветвей *Salix lapponum* $r = 0.52$ в слое (при $n = 28$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.36$), остатки которых также были обнаружены в данном слое торфа. Для листьев *Salix lapponum* и *Carex limosa* коэффициенты корреляции были не значимы. Возможно, ПАУ в торфяной залежи формировались в процессе почвообразования, так как степень разложения торфа достигала 40%.

В более глубинных слоях торфа не обнаружено значимых корреляций между составом ПАУ торфа и современной растительности. Согласно данным ботанического состава, на формирование торфа данных слоев могли оказывать влияние часто встречающиеся в них растения: *Betula pubescens*, *Eriophorum* sp., *Carex* sp., *Equisetum fluviatile*, на начальной стадии формирования *Picea* sp. и *Comarum* sp. 5000 лет назад и более. По-видимому, в растениях накапливались тяжелые полиарены под действием различных природных процессов (в том числе пожаров). Отсутствие корреляционных взаимосвязей могло быть связано и с образованием больших количеств тяжелых ПАУ, главным образом, бенз[ghi]перилена на границе СТС. В современных растениях данный полиарен обнаружен не был. Его формирование связано с особыми условиями почвообразования, создавшимися на границе многолетней мерзлоты, т.е. с динамическими процессами оттаивания и промерзания, которые приводят к дальнейшей трансформации законсервированной в суббореальный период травянистой и древесной растительности и высокомолекулярных гумусовых веществ.

Корреляционный анализ состава ПАУ растений и торфа мочажин позволил получить сходные данные. В слоях торфа 0–60 см доминирующим видом был *Sphagnum riparium*, его доля достигала 90%, при степени разложения торфа 5–15%. Остальные растительные остатки в этих слоях были представлены пушицами. Для *Sphagnum riparium*, *Eriophorum russeolum* и *Eriophorum vaginatum* получены высокие значения коэффициентов корреляции, они составили $r = 0.83–0.88$ (при $n = 84$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.30$). Более высокие значения коэффициентов корреляции по сравнению с данными, полученными для торфа бугров, могут быть связаны с низкой степенью разложенности торфа мочажин.

В слоях торфа 60–135 см степень разложения торфа резко увеличивается до 30–40%. В ботаническом составе торфа начинают преобладать *Carex* sp. и *Betula pubescens*, также остается значимым вклад *Sphagnum riparium* и пушиц. Для всех этих видов были обнаружены значимые корреляции с составом ПАУ торфа исследованных слоев. Максимальные корреляции были выявлены для ветвей *Betula pubescens* $r = 0.78$, *Carex limosa* и *Eriophorum vaginatum* $r = 0.61$ (при $n = 56$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.30$), видов доминирующих в ботаническом составе. Для других исследованных видов они варьировали в диапазоне $r = 0.48–0.58$. Высокая степень разложения ведет к снижению коэффициентов корреляции между составом ПАУ торфа и растений по сравнению с верхними слоями. Следовательно, состав ПАУ торфа определяется не исходным составом ПАУ в торфообразователях, а связан с синтезом “тяжелых” ПАУ как из низкомолекулярных структур, так и, вероятно, из более высокомолекулярных органических соединений. Этому способствуют восстановительный режим глубинных слоев торфа.

Корреляционных связей между составом растений всех исследованных видов и составом ПАУ глубинного торфа (135–200 см) выявлено не было. Что также согласуется с данными, полученными нами для торфа бугров. Видимо, в данном случае в образовании ПАУ задействованы те же механизмы, спровоцированные процессами периодического замерзания и оттаивания на границе СТС.

Ранее на основании корреляционного и дисперсионного анализов была показана достоверная взаимосвязь между степенью ароматичности [5] фульво- и гуминовых кислот и содержанием тяжелых полиаренов в разных слоях торфа. Полученные результаты не свидетельствовали об образовании ПАУ из структур гумусовых веществ, но позволяли показать, что образование ПАУ происходит в единой системе почвенных процессов, приводящих к накоплению в торфяных слоях на границе СТС и слоях многолетней мерзлоты “тяжелых” полиаренов и трансформации гумусовых веществ.

Степень разложения торфа может влиять на вклад состава ПАУ растений в накопление полиаренов в торфяниках. Как для торфа бугров, так и для мочажинного торфа были установлены высокие обратные корреляционные зависимости между степенью корреляции состава ПАУ почв и растений и степенью разложенности торфа. Они составили $r = –0.81$ (при $n = 8$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.63$) для торфа бугров и $r = –0.84$ (при $n = 10$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.58$) для торфа мочажин. Следовательно, чем больше был разложен торф, тем в меньшей степени состав ПАУ растений влиял на состав ПАУ почв. Для слоев, расположенных на границе мерзлоты и непосредственно мерзлотных слоев,

значимых корреляций со степенью разложения выявлено не было.

В верхних слоях почв мочажин до глубины 60 см ботанический состав торфа представлен в основном (до 90%) *Sphagnum riparium*, что позволяет проследить изменение в составе ПАУ торфа, образованного одним видом, в течение длительного времени. В данном случае мы имеем дело с природной моделью естественного разложения растений, в которой возможно проследить закономерности деструкции органического вещества в естественных условиях (рис. 4).

На рис. 4 представлены ряды содержания индивидуальных ПАУ в растениях торфообразователях (*Sphagnum riparium* и *Eriophorum russeolum*) и торфе на разных глубинах залегания. Подобная визуализация позволяет наглядно оценить изменения в составе ПАУ торфа от изначального состава растений торфообразователей, происходящие в процессе почвообразования. В составе мха и почвы значительную долю составляли такие ПАУ, как нафталин и фенантрен: 75% для мха и 61–77% в зависимости от слоя торфа соответственно (рис. 4). В меньшей степени были представлены флуорен, флуорантен и пирен. Массовая доля этих структур варьировала в зависимости от слоя торфа. В слое 0–10 см содержание нафталина и флуорантена соответствовало его содержанию в *Sphagnum riparium*, для фенантрена и флуорена снижалось (в 3 и 2 раза соответственно), для пирена увеличивалась в 5 раз (данный эффект может быть связан с высоким содержанием пирена в *Eriophorum*, составлявшей 15% ботанического состава данного горизонта). Распределение в слоях торфа в 10–18 и 18–30 см было идентично в качественном и количественном отношении. На данной глубине отмечено резкое возрастание количества нафталина в 3 раза, флуорантена, антрацена, пирена, бенз[a]антрацена в 4–5 раз, хризена в 7 раз, бенз[a]пирена и дибенз[a,h]антрацена до 40 раз по сравнению с исходным составом мха. В почве появлялись бенз[b]флуорантен и дибенз[a,h]антрацен. Содержание фенантрена и флуорена в данных слоях торфа было таким же, как и во мху.

На глубинах 30–60 см содержание нафталина, флуорантена и бенз[k]флуорантена в торфе было в 2 раза выше, содержание фенантрена, флуорена, хризена в почвах и *Sphagnum riparium* было близким. Для других ПАУ следует представить градацию по глубинам, содержание антрацена было больше, чем в растениях в 2–6 раз и возрастало с глубиной залегания торфа. Та же тенденция выявлена для пирена с кратностями превышения 2–3 раза. Массовая доля бенз[a]пирена возрастала во всех слоях 30–60 см с минимумом в 40–50 см, рост содержания был менее выражен чем в слоях 10–30 см. В почвах присутствовал дибенз[a,h]антрацен не обнаруженный во мху, для него выявлена обратная тенденция по сравнению бенз[a]пиреном с максимумом содержания в слое 40–50 см. Также максимальная массовая доля в этом слое выявлена для бенз[ghi]перилена, присутствие которого обнаружено на глубинах 30–60 см и бенз[b]флуорантена. Особенности слоя 40–50 см могли быть обусловлены повышением доли *Eriophorum* в ботаническом составе торфа данного слоя до 10% по сравнению с другими слоями на глубине 30–60 см.

В слоях 10–30 см вклад *Eriophorum* в ботанический состав торфа также составлял 10%, и это приводило к росту содержания тяжелых полиаренов в торфе. В составе верхнего слоя торфа было выявлено 15% *Eriophorum*, но повышение содержание тяжелых ПАУ в данном горизонте торфа было менее 1%, что было характерно и для состава растений *Eriophorum russeolum* и *Eriophorum vaginatum*. Это объясняется тем, что растения в верхнем горизонте находились в практически неразложенном состоянии. Полученные данные позволяют утверждать, что образование тяжелых ПАУ в исследуемом торфе во многом связано с разложением растений *Eriophorum* sp., именно из органических соединений входящих в их состав в процессе разложения могли формироваться высокомолекулярные ПАУ в слоях торфа 0–60 см. Коэффициент корреляции между долей *Eriophorum* sp. в ботаническом составе торфа и массовой долей тяжелых ПАУ в слоях 10–60 см составил $r = 0.78$ (при $n = 5$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.75$). В более глубоких слоях значимых корреляций не выявлено, что может быть связано с появлением в составе торфа *Betula* sp., разложение которой также могло влиять на качественный состав ПАУ.

По литературным данным травянистые растения обогащены лигнином в большей степени, чем мхи [1, 4, 10]. Содержание лигнина в сухом беззольном веществе лишайников и мхов (8–10%) меньше, чем в травянистой (15–20%), кустарниковой и древесной (20–30%) растительности. При этом травянистые растения разлагаются намного быстрее, чем мхи. Показано, что вынос углерода при разложении растений-торфообразователей в течение года составляет от 3% для сфагнового мха (*S. fuscum*) до 72% для травянистого растения (*M. trifoliata*) [7]. В нашем случае при интенсивном разложении *Eriophorum* sp. могло происходить разрушение лигнина, сопровождающееся формированием тяжелых структур ПАУ.

Таким образом, можно констатировать, что формирование торфа мочажинных почв начинается с перекомбинации легких структур ПАУ, входящих в состав *Sphagnum riparium* и *Eriophorum* sp. В процессе длительного формирования почв, разложения сложных органических веществ растений (лигнина, стеринов, гормонов), в первую очередь

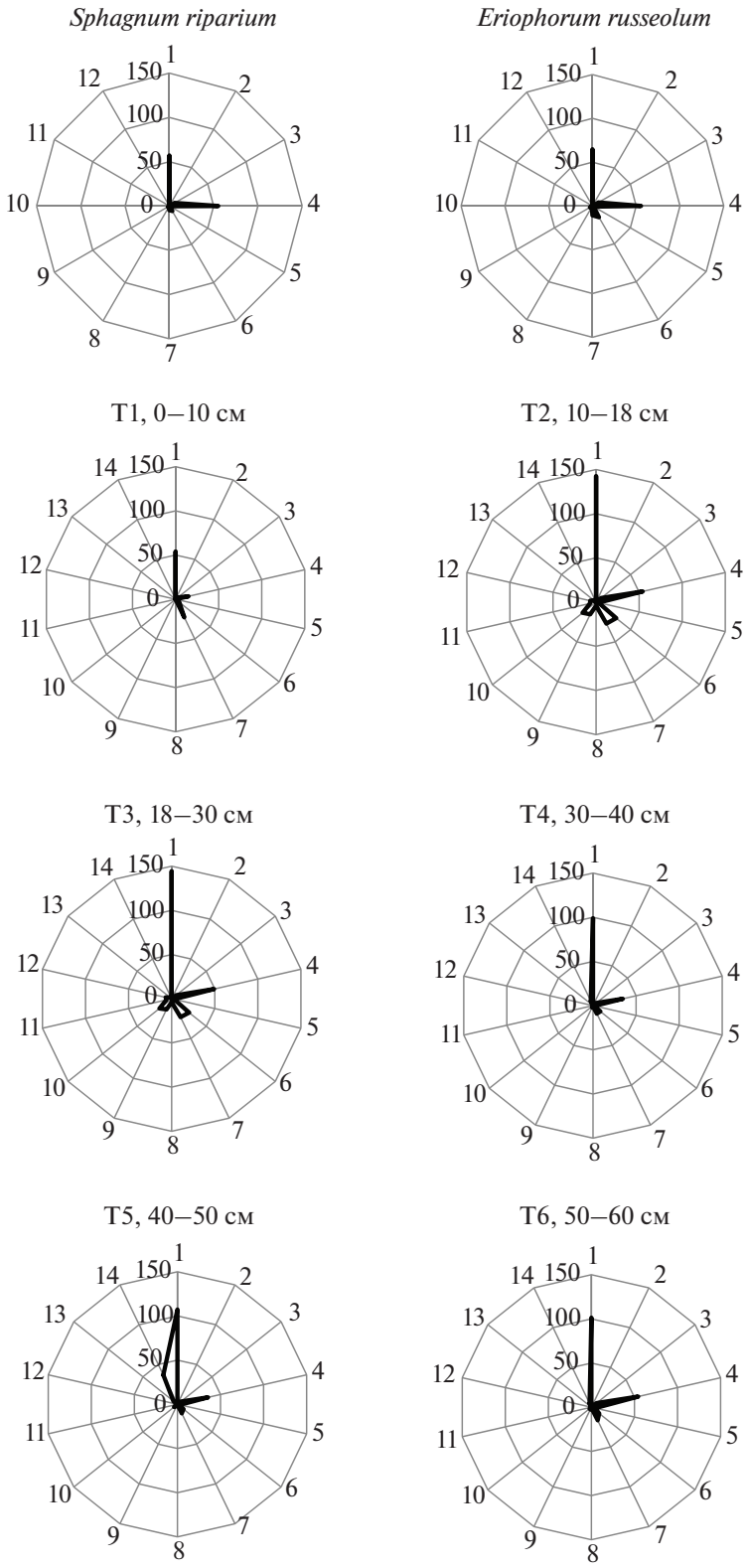

Рис. 4. Массовая доля индивидуальных ПАУ (нг/г) в растениях и почвах: 1 – нафталин, 2 – аценафтен, 3 – флуорен, 4 – фенантрен, 5 – антрацен, 6 – флуорантен, 7 – пирен, 8 – хризен, 9 – бенз[a]антрацен, 10 – бензо[b]флуорантен, 11 – бензо[k]флуорантен, 12 – бенз[a]пирен, 13 – дибенз[a,h]антрацен и 14 – бенз[ghi]перилен.

быстро разлагающихся видов (*Eriophorum* sp.), начинают формироваться тяжелые структуры ПАУ, и возрастает содержание легких структур. Дальнейшее разложение в слоях 30–60 см могло привести к образованию более конденсированных ПАУ, таких как бенз[ghi]перилен, и к разрушению большинства полиаренов до простых соединений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценен современный состав ПАУ растительности естественных бугристых болот лесотундровой подзоны Республики Коми. Установлено, что максимальным накоплением полиаренов отличались *Polytrichum strictum*, *Betula pubescens* и побеги *Picea abies*, в меньшей степени ПАУ содержались в *Betula nana* L., *Salix lapponum* L. и *Carex limosa* L. В составе растений преобладали легкие полиарены, дибенз[a,h]антрацен и бенз[ghi]перилен в растениях отсутствовали.

Показаны сходные закономерности в профильном распределении ПАУ в почвах мерзлотных бугров и мочажин, которые выражались в незначительном накоплении в основном низкомолекулярных ПАУ в СТС, резком возрастании содержания тяжелых структур ПАУ (главным образом бенз[ghi]перилена) на границе многолетней мерзлоты и некотором уменьшении их массовой доли непосредственно в мерзлотных горизонтах.

На основании полученных данных можно констатировать, что состав ПАУ торфяников в основном определяется составом ПАУ растительности до глубины прохождения границы СТС, где происходит активный синтез или высвобождение тяжелых полиаренов в структуре единой системы почвенных процессов. На связь состава ПАУ растений с содержанием ПАУ в торфе значительное влияние оказывала степень разложения растительных остатков.

Показано, что состав ПАУ торфа мочажинных почв верхних горизонтов обусловлен перекомбинацией легких структур ПАУ, входящих в состав *Sphagnum riparium* и *Eriophorum* sp. В процессе длительного формирования почв, разложения сложных органических веществ растений, главным образом, *Eriophorum* sp., начинают формироваться тяжелые структуры ПАУ, и возрастает содержание легких структур.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60195 (№ ЦИТиС АААА-А18-118062090029-0) и госбюджетной темы № АААА-А17-117122290011-5.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова Л.Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980. 287 с.
2. Атлас почв Республики Коми / Под ред. Таскаева А.И. Сыктывкар: Коми республиканская типография, 2010. 356 с.
3. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии / Под ред. Таскаева А.И. М.: ДиК, Дрофа, 1997. 116 с.
4. *Василевич Р.С., Безносиков В.А., Лодыгин Е.Д.* Молекулярная структура гумусовых веществ мерзлотных бугристых торфяников лесотундры // Почвоведение. 2019. № 3. С. 317–329.
5. *Габов Д.Н., Василевич Р.С., Яковлева ЕВ., Зуева О.М.* Ароматические соединения в бугристых торфяниках криолитозоны // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2017. № 6. С. 15–29.
6. *Габов Д.Н., Безносиков В.А., Груздев И.В., Яковлева Е.В.* Накопление *n*-алканов и карбоновых кислот в бугристых торфяниках // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1179–1195.
7. *Головацкая Е.А., Никонова Л.Г.* Разложение растительных остатков в торфяных почвах олиготрофных болот // Вестник Томск. гос. ун-та. Биология. 2013. № 3(23). С. 137–151. https://doi.org/10.17223/19988591/23/13
8. *Елин Е.С.* Фенольные соединения в биосфере. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 392 с.
9. Карта четвертичных отложений. Сер. Северо-Уральская. Q-41-V. М-б 1 : 200000. М.: Министерство геологии и охраны недр СССР, 1959.
10. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 325 с.
11. *Пастухов А.В., Каверин Д.А., Габов Д.Н.* Полициклические ароматические углеводороды в мерзлотных бугристых торфяниках на европейском северо-востоке // Почвоведение. 2017. № 7. С. 814–823.
12. *Пьявченко Н.И.* Бугристые торфяники. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 278 с.
13. *Шурубор Е.И.* Полициклические ароматические углеводороды в системе почва–растение района нефтепереработки (Пермское Прикамье) // Почвоведение. 2000. № 12. С. 1509–1514.
14. *Юрковская Т.К.* География и картография растительности болот Европейской России и сопредельных территорий. СПб.: БИН, 1992. 254 с.
15. *Яковлева Е.В., Безносиков В.А., Кондратенок Б.М., Габов Д.Н.* Биоаккумуляция полициклических ароматических углеводородов в системе почва–растение // Агрохимия. 2008. № 9. С. 66–74.
16. *Яковлева Е.В., Безносиков В.А., Кондратенок Б.М., Хомиченко А.А.* Генотоксические эффекты в растениях *Tradescantia (clon 02)* индуцированные бенз[a]пиреном // Сибирский экологический журнал. 2011. № 6. С. 805–812.
17. *Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Безносиков В.А.* Влияние различных доз бенз[a]пирена на состав полициклических ароматических углеводородов в песчаной культуре // Агрохимия. 2015. № 6. С. 90–96.

18. *Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенок Б.М.* Накопление полициклических ароматических углеводородов в почвах и мхах южной тундры на разных расстояниях от теплоэлектростанции // Почвоведение. 2018. № 5. С. 563–572.
19. *Atanassova I., Brummer G.W.* Polycyclic aromatic hydrocarbons of anthropogenic and biopedogenic origin in a colluviated hydromorphic soil of Western Europe // Geoderma. 2004. V. 120. P. 27–34. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.08.007
20. *Berset J.D., Kuehnea P., Shotyk W.* Concentrations and distribution of some polychlorinated biphenyls PCBs and polycyclic aromatic hydrocarbons PAHs in an ombrotrophic peat bog profile of Switzerland // Sci. Total Environ. 2001. V. 267. P. 67–85. https://doi.org/10.1016/S0048-9697(00)00763-4
21. *Bozkurt S., Lucisano M., Moreno L., Neretnieks I.* Peat as a potential analogue for the long-term evolution in landfills // Earth-Sci. Rev. 2001. T. 53. V. 1–2. P. 95–147. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00036-2
22. *Chen W., Wang H., Gao Q., Chen Y., Li S., Yang Y., Werner D., Tao S., Wang X.* Association of 16 priority polycyclic aromatic hydrocarbons with humic acid and humin fractions in a peat soil and implications for their long-term retention // Environ. Poll. 2017. V. 230. P. 882–890. https://doi.org/10.1016/j.envpol.2017.07.038
23. *Kufel L., Kufel I., Krolikowska J.* The effect of lake water characteristics on decomposition of aquatic macrophytes // Polish J. Ecology. 2004. V. 52. № 3. P. 261–273.
24. *Tanneberger F., Tegetmeyer C., Busse S., Barthelmes A. et al.* The peatland map of Europe // Mires and Peat. 2017. V. 19. P. 1–17. https://doi.org/10.19189/MaP.2016.OMB.2641
25. *Thormann M.N., Szumigalski A.R., Bayley S.E.* Aboveground peat and carbon accumulation potentials along a bog-fen-marsh wetland gradient in southern boreal Alberta, Canada // Wetlands. 1999. V. 19. P. 305–317.
26. *Thuens S., Blodau C., Radke M.* How suitable are peat cores to study historical deposition of PAHs // Sci. Total Environ. 2013. V. 450–451. P. 271–279. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.01.091
27. *Wang Z., Liu S., Bu Z.-J., Wang S.* Degradation of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) during Sphagnum litters decay // Environ. Sci. Poll. Res. 2018. V. 25. P. 18642–18650. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s11356-018-2019-x
28. *Wilcke W.* Polycyclic aromatic hydracarbons (PAHs) in soil – a review // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2000. V. 163. P. 229–248. https://doi.org/10.1002/1522-2624(200006)163:3<229::AID-JPLN229>3.0.CO;2-6
29. *Zhou Y.B., Chen L., Wang X.Q., Xu Y.X., Lu J.* Adsorption of phenanthrene by quaternary ammonium surfactant modified peat and the mechanism involve. Water Sci. Technol. 2012. V. 66. P. 810–815. https://doi.org/10.2166/wst.2012.253

Participation of Plants in the Formation of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Peatlands

E. V. Yakovleva[1, *], D. N. Gabov[1], R. S. Vasilevich[1], and N. N. Goncharova[1]

[1]*Institute of Biology, Federal Research Center Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

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

The polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in vegetation from natural hummocky peatlands in the forest-tundra subzone of the Komi Republic were accessed for their current composition and its possible impact on the composition of polyarenes in the peat. The content of polyarenes was estimated by the method of highly efficient liquid chromatography. *Polytrichum strictum*, *Betula pubescens*, and shoots of *Picea abies* best accumulated polycyclic aromatic hydrocarbons. *Betula nana* L., *Salix lapponum* L., and *Carex limosa* L. contained few amounts of polyarenes with a predominance of low-molecular weight substances. We did not find dibenz[a,h]anthracene and benzo[ghi]perylene which are common in peat as products of soil-forming processes. Distribution patterns of PAHs in the soils of peat mounds with permafrost (Hemic Folic Cryic Histosols) and the soils of open-water mire pools (Fibric Floatic Histosols). The seasonally thawed layer normally accumulated low-molecular weight polyarenes in small quantities. The content of heavy structures (mainly, benzo[ghi]perylene) strongly increased at the contact with the permafrost table and then slightly decreased in the underlying permafrost. The composition of PAHs in the active layer normally depended on the composition of polyarenes in plants; at the contact with permafrost, the active synthesis or release of heavy-molecular weight compounds took place. The influence of the composition of PAHs in plants on their composition in peat greatly depended on the degree of peat decomposition. Reasoning from the natural model of peat formation in open-water mire pools, the composition of polyarenes in the upper peat horizons of such sites was affected by recombination of low-molecular weight hydrocarbons in *Sphagnum riparium* and *Eriophorum* sp. In the course of long soil development, the decomposition of complex organic compounds in plant tissues (particularly, in *Eriophorum* sp.) leads to the formation of heavy PAHs with a simultaneous increase in the content of low-molecular weight polyarenes.

Keywords: polycyclic aromatic hydrocarbons, plants, peatlands, nature simulation model, Hemic Folic Cryic Histosols, Fibric Floatic Histosols

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 330–339

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.417

ДИНАМИКА ОБЩЕГО И ЛАБИЛЬНОГО ПУЛОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА ПОЧВ ПРИ ПОСТПИРОГЕННОЙ СУКЦЕССИИ ЭКОСИСТЕМ ГОРНОЙ ТУНДРЫ ХИБИН

© 2020 г. М. Н. Маслов[a], *, О. А. Маслова[a], Е. И. Копеина[b]

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

[b]Полярно-альпийский сад-институт им. Н.А. Аврорина Кольского научного центра РАН, мкр. Академгородок, 18, Апатиты, 184209 Россия

*e-mail: maslov.m.n@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.03.2019 г.
После доработки 10.07.2019 г.
Принята к публикации 20.10.2019 г.

Обсуждена динамика общих запасов углерода и содержания лабильного и потенциально минерализуемого органического вещества сухоторфяно-подбуров (Entic Folic Podzols) Хибин (Мурманская область) при пожаре высокой и средней интенсивности, а также при постпирогенной сукцессии. Несмотря на то, что пожар средней интенсивности не оказывает статистически значимого воздействия на общий пул углерода в почве, он запускает активные процессы эрозии, приводящие к сравнимому с прямыми пирогенными потерями при пожаре высокой интенсивности снижению запасов углерода. При послепожарном восстановлении почв меняется тип накопления органического углерода: для контрольного участка накопление происходит на поверхности в виде торфа, в то время как на поздних стадиях постпирогенного развития до 50% углерода сосредоточено в минеральном горизонте. Пожар высокой интенсивности приводит к практически полному уничтожению лабильного, микробного и потенциально минерализуемого пулов углерода как в органогенном пирогенном, так и минеральном горизонтах. Пожар средней интенсивности не приводит к статистически значимому изменению этих пулов по сравнению с контролем. Динамика восстановления лабильного и потенциально минерализуемого пулов органического вещества в пирогенных горизонтах почвы различается: начиная с трехлетнего возраста гари наблюдается устойчивый рост содержания лабильного и микробного углерода, тогда как для потенциально минерализуемого пула максимум приходится на гарь трехлетнего возраста с последующей стабилизацией значений.

Ключевые слова: запасы углерода, лабильное органическое вещество, микробная биомасса, потенциально минерализуемое органическое вещество, сухоторфяно-подбур, Entic Folic Podzols

DOI: 10.31857/S0032180X20030041

ВВЕДЕНИЕ

В наземных экосистемах почвы являются основным резервуаром долговременного хранения углерода (С), секвестированного из атмосферы. Природные пожары оказывают непосредственное влияние на почвенное органическое вещество (**ПОВ**) и растительный покров, способствуя потере накопленного экосистемой С в виде газообразных продуктов горения, а также за счет потери углерода в растворенной форме как в момент самого пожара, так и во время постпирогенного восстановления экосистемы. Оценка влияния пожаров на ПОВ является актуальной и быстроразвивающейся областью современного почвоведения, поскольку изменения в содержании и качестве органического вещества почвы, которые происходят во время пожаров, оказывают прямое и косвенное воздействие не только на круговорот углерода, но и на многие свойства почвы [4, 19, 23, 25, 28]. Традиционно большинство данных получено для почв лесных экосистем [4, 5, 17]. Лесная подстилка и верхний гумусовый горизонт испытывают максимальное воздействие огня при пожаре в результате чего происходит потеря органического вещества и формирование “пирогенного гумуса”, устойчивого к биодеструкции и окислению [28, 35]. Существенный интерес представляет исследование поведения органического вещества почв после пирогенного воздействия и оценка необходимого для восстановления исходных параметров времени. Однако единое мнение о процессах, протекающих при воздействии пожаров на систему ПОВ, в настоящее время отсутствует. Поэтому, одной из важных задач современной экологии и почвоведения является накопление с последующей интерпретацией данных о постпироген-

Таблица 1. Характеристика экосистем постпирогенного хроноряда

Обозначение	Год пожара (время после пожара, лет)	Интенсивность пожара	Фитоценоз
0+ (ВИ)	2018 (0)	Высокая	Отсутствует
0+ (СИ)	2017 (0)	»	»
1+	2017 (1)	»	»
2+	2014 (2)	»	*Arctoo-Empetretum hermaphroditi*, *Polytrichum juniperinum*-phase
3+	2013 (3)	Средняя	*Arctoo-Empetretum hermaphroditi*, *Vaccinium myrtillus*-phase
12+	2004 (12)	»	*Arctoo-Empetretum hermaphroditi*, *Vaccinium uliginosum*-phase
60+	1954 (60)	»	*Arctoo-Empetretum hermaphroditi*, *Vaccinium vitis-idaea*-phase
ЕР	Не зафиксировано	–	*Arctoo-Empetretum hermaphroditi*

ных изменениях в системе органического вещества почв в различных комбинациях времени и типа пожаров.

Пожары в тундровых экосистемах долгое время оставались относительно редким и слабоизученным явлением. В то же время увеличение частоты возникновения [34] и необыкновенно большие площади [31, 33] пожаров, наблюдающиеся в последние десятилетия в арктической тундре, указывают на то, что огонь становится все более важным фактором, регулирующим углеродный цикл в этих экосистемах. По существующим прогнозам, частота возникновения тундровых пожаров на протяжении XXI в. будет постоянно увеличиваться [29]. В связи с низкими запасами надземной фитомассы в тундровых экосистемах основное воздействие пожара приходится на подстилку и органогенные почвенные горизонты. При этом большинство пожаров в тундре можно отнести к средней интенсивности, при которых сгорает надземная фитомасса, слой подстилки, а также частично органогенный горизонт почвы. Пожары высокой интенсивности с практически полным уничтожением органогенного горизонта почвы в тундрах происходят достаточно редко.

Цель работы – оценка влияния пожаров высокой и средней интенсивности на общий и лабильный пул углерода почвы, а также установление основных закономерностей изменения этих параметров при восстановлении почв после пожаров средней интенсивности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследовали почвы горно-тундровых экосистем постпирогенного хроноряда, расположенных в Хибинском горном массиве (Мурманская область) на склонах гор Вудъяврчорр, Айкуайвенчорр, Кукисвумчорр и Юкспорр. Горно-тундровый пояс Хибин характеризуется коротким вегетационным периодом (90–110 дней) с суммой активных температур воздуха 500–700°С [20]. Объектами исследования служили участки горной тундры непосредственно после пожара средней и высокой интенсивности, а также экосистемы с разными сроками постпирогенного самовосстановления фитоценозов и почв: 1, 2, 3, 12 и 60 лет (табл. 1). Для исследования выбирали участки северной или северо-восточной экспозиции, расположенные на высоте 600–650 м над ур. м. Датирование возраста пожаров проводили по архивным данным Полярного ботанического сада-института имени Н.А. Аврорина и личным наблюдениям. В качестве контрольных были выбраны кустарничковые (ерниковые) экосистемы, часто подверженные возникновению пожаров, что связано с их расположением в наиболее сухих участках на гребнях склонов и медленной минерализацией органического вещества в сочетании с обилием кустарничков и лишайников. Подробное описание постпирогенных экосистем приведено ранее [8].

Постпирогенные растительные сообщества наследуют флористический состав предшествующих фитоценозов и относятся к ассоциации *Arctoo-Empetretum hermaphroditi*, последовательно проходя фазы от доминирования мхов до восстановления доминирования кустарничков. Возобновление растительного покрова происходит как за счет заселения адвентивными видами, так и за счет сохранившихся подземных побегов кустарничков. Постпирогенные фитоценозы существенно различаются по общим запасам надземной биомассы растений и ее структуре (рис. 1). В первые годы после пожара восстановление надземной биомассы происходит интенсивно за счет сохранившихся подземных побегов кустарничков и заселения

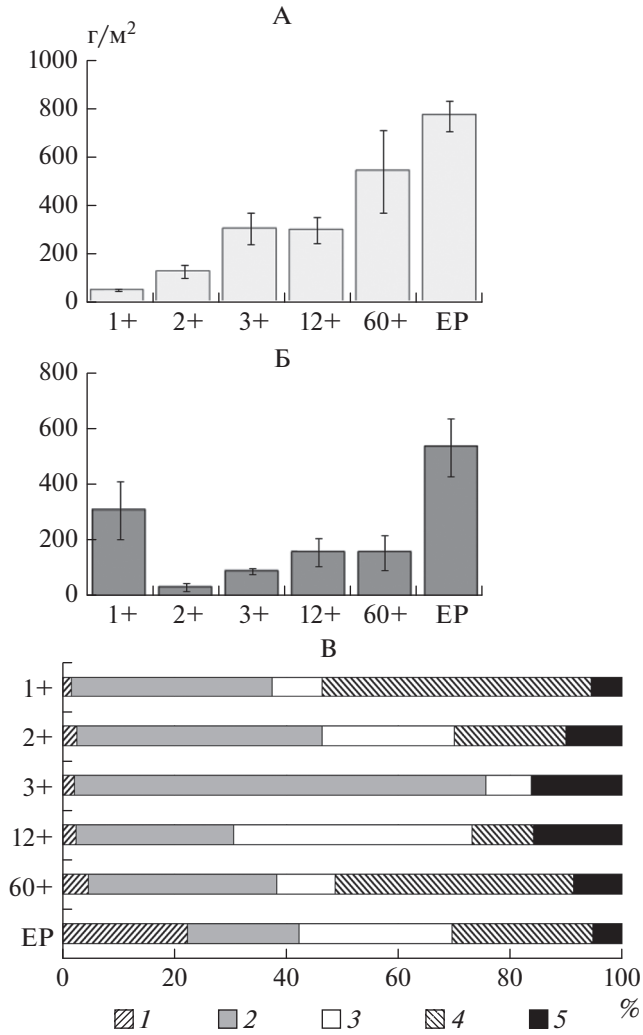

Рис. 1. Запасы надземной биомассы (А), мортмассы (Б) и структура надземной биомассы растений (В) в горно-тундровых экосистемах при постпирогенной сукцессии: 1+, 2+, 3+, 12+ и 60+ – биогеоценозы через 1, 2, 3, 12 и 60 лет после пожара средней интенсивности; EP – ерниковая экосистема (контроль): *1* – лишайники, *2* – мхи, *3* – кустарнички вечнозеленые, *4* – кустарнички листопадные, *5* – травянистые растения.

гарей мхами и травянистыми растениями. В дальнейшем, при увеличении доминирования кустарничков, скорость восстановления общих запасов надземной биомассы снижается, и гари 3- и 12-летней давности по этому показателю не различаются. Восстановление запасов надземной биомассы до значений, статистически не отличающихся от контрольного участка, происходит только на гари 60-летнего возраста. Несмотря на выгорание значительной части надземной мортмассы при пожаре, ее запасы на участках гари 1+ не отличаются от контрольных сообществ, что связано с отмиранием поврежденных огнем растений. При дальнейшей сукцессии наблюдается резкое снижение запасов мортмассы, обусловленное процессами эрозии почвы и малым количеством ежегодно поступающего опада. Восстановление запасов надземной мортмассы происходит медленно, и даже через 60 лет после пожара этот показатель остается ниже, чем на негоревших участках.

Почва контрольного участка представлена сухоторфяно-подбуром иллювиально-гумусовым [7] (Folic Entic Podzols [30]) с типичным строением профиля TJ–BH–C. Следует отметить, что постпирогенные почвы слабо укладываются в рамки существующих почвенных классификаций. При выборе участков гарей на несгоревших участках окружения закладывалось несколько разрезов для диагностики принадлежности почвы до пожара к сухоторфяно-подбуру иллювиально-гумусовому с мощностью профиля не менее 40 см. На всех стадиях постпирогенной сукцессии почвы представлены поверхностными органогенными горизонтами, сохраняющими следы пирогенного воздействия. Наличие углистых частиц визуально диагностируется на границе органогенного и иллювиально-гумусового горизонтов даже через 60 лет после пожара. В нижней части профиля почвы имеют типичное для подбуров строение. Отбор почвенных образцов для исследования проводили из органогенного, либо пирогенного, а также нижележащего иллювиально-гумусового горизонтов почвы с учетом их плотности. Плотность почвы оценивали при помощи измерения массы известного объема образца ненарушенного сложения.

Общее содержание C и N ($C_{общ}$ и $N_{общ}$) в почве определяли на элементном анализаторе Elementar Vario EL III. Запасы содержания общего углерода рассчитывали с учетом плотности почвы. Для экстракции лабильного органического вещества использовали вытяжки из свежих почвенных образцов бидистиллированной водой и 0.1 М раствором NaOH. Экстракцию проводили при соотношении почва : раствор 1 : 50 для минеральных горизонтов и 1 : 100 для органогенных (пирогенных) горизонтов. Перед определением концентрации водорастворимого органического вещества растворы фильтровали через мембранный фильтр с размером пор 0.45 мкм. Углерод и азот микробной биомассы ($C_{микр}$ и $N_{микр}$) определяли методом фумигации-экстракции [24, 37] как разницу между концентрацией экстрагируемого углерода и азота в фумигированных и нефумигированных навесках исследуемого образца. Определение содержания $C_{микр}$ и $N_{микр}$ проводили в свежих образцах почвы не позднее, чем через 2 сут после отбора согласно рекомендациям [9]. Определение экстрагируемого органического углерода и общего экстрагируемого азота проводили на автоматическом анализаторе liquiTOC Elementar.

Для оценки потенциально минерализуемого пула органического вещества использовали метод

биокинетического фракционирования. Теоретическое обоснование этого метода дано в работах [14, 16]. Суть метода состоит в учете продуцирования $C–CO_2$ почвами при длительном (140–150 сут) инкубировании образцов почвы при температуре +22°С. Кумулятивную величину продуцирования $C–CO_2$ (мг С/100 г) устанавливали путем прибавления количества выделившегося углерода в каждый срок измерения к сумме за предыдущие сроки. Для расчета содержания потенциально минерализуемого пула органического вещества и определения константы его минерализации кривую кумулятивной динамики $C–CO_2$ аппроксимировали однокомпонентным уравнением экспоненциальной регрессии:

$$C_t = C_0\left(1 - \exp^{-kt}\right),$$

где C_t – кумулятивное количество $C–CO_2$ (мг С/100 г) за время t (сут); C_0 – содержание потенциально минерализуемого углерода ПОВ (мг С/100 г); k – константа скорости минерализации ПОВ (сут$^{-1}$). Активность минерализации органического вещества (мг С/(100 г сут)) оценивали по индексу, полученному умножением содержания C_0 на константу скорости минерализации k.

Все эксперименты проводили в трех-пятикратной повторности. В таблицах и на графиках данные приведены как средние величины ± ошибка среднего, расчет выполнен на вес абсолютно сухой почвы (105°С, 12 ч). При обработке данных использовали статистический пакет программы Statistica 10.0. Значимость различий между выборками оценивали по t-критерию, корреляцию между значениями показателей оценивали по критерию Спирмена. Влияние фактора времени послепожарного восстановления на общие запасы и содержание фракций оценивали с помощью однофакторного дисперсионного анализа ANOVA. Для всех видов статистического анализа достоверной считали различия при уровне значимости $p < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние пожара и постпирогенного восстановления на запасы общего углерода в почвах

Пожар в первую очередь оказывает влияние на запасы углерода в поверхностных органогенных (пирогенных) горизонтах. Прямые пирогенные потери углерода при пожаре высокой интенсивности составляют до 75% от первоначального запаса ($\Delta = -3.5$ кг С/м^2) (рис. 2А). Пожар средней интенсивности не приводит к статистически значимому по сравнению с контролем снижению запасов углерода в пирогенном горизонте ($p > 0.05$). В течение последующих двух лет постпирогенного развития почв на участках, пройденных пожаром средней интенсивности, происходит снижение общих запасов углерода в пирогенном горизонте, преимущественно связанное с развитием эрозионных процессов. По мере восстановления растительного покрова, в частности появления травянистых растений и кустарничков, эрозия прекращается, а запасы почвенного углерода в поверхностных пирогенных горизонтах начинают восстанавливаться, однако этот процесс происходит медленно, и от контрольных участков не

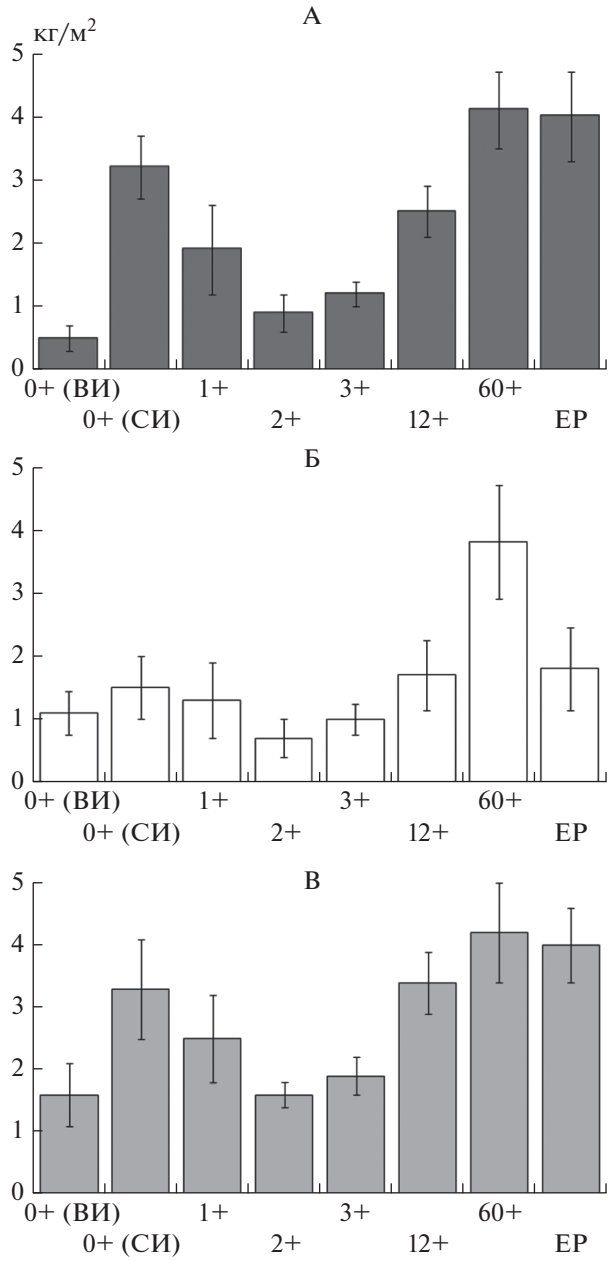

Рис. 2. Динамика запасов органического углерода в органогенном (пирогенном) горизонте (А), минеральном иллювиально-гумусовом горизонте мощностью 20 см (Б) и верхних 20 см профиля почвы от дневной поверхности (В): 0+ (ВИ) – почва после пожара высокой интенсивности; 0+ (СИ) – почва после пожара средней интенсивности.

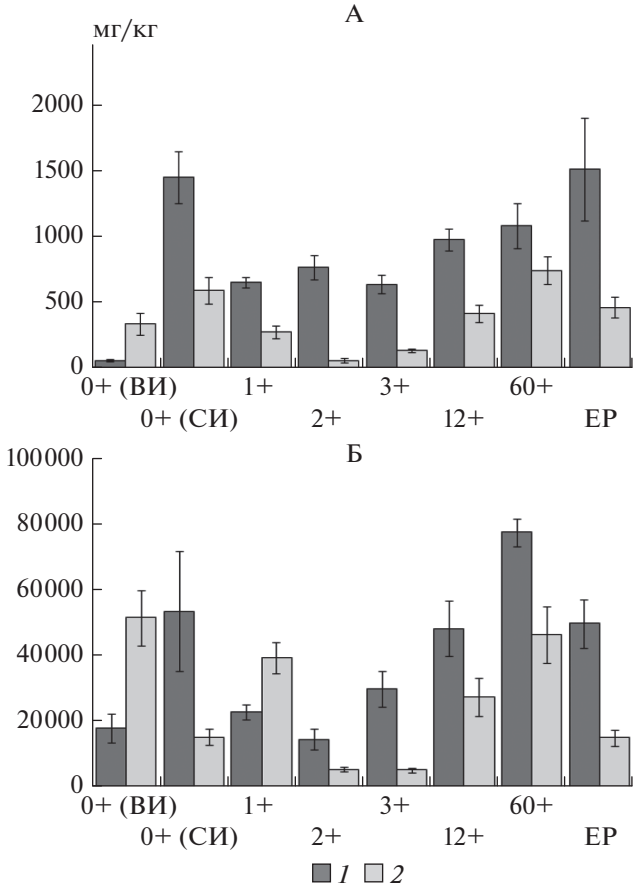

Рис. 3. Динамика содержания углерода водорастворимой (А) и щелочнорастворимой (Б) фракций органического вещества при постпирогенном восстановлении почв: *1* – органогенный (пирогенный) горизонт, *2* – минеральный горизонт.

отличается ($p < 0.05$) только гарь 60 лет. Активному накоплению углерода способствует увеличение доли травянистых растений и мхов в напочвенном растительном покрове.

Запасы органического углерода в минеральном иллювиально-гумусовом горизонте слабо подвержены влиянию пожара вне зависимости от его интенсивности (рис. 2Б). Статистически значимое снижение запасов $C_{общ}$ в толще минерального горизонта 20 см зафиксировано только на второй год после пожара средней интенсивности, а на более поздних сроках постпирогенного восстановления проявляется тенденция к увеличению запасов углерода в минеральном горизонте. На поздних сроках послепожарного восстановления зафиксировано существенное увеличение запасов углерода по сравнению с контрольным участком ($\Delta = +2.1$ кг С/м^2). Увеличение запасов органического углерода в минеральных горизонтах связано с двумя основными факторами: 1) миграцией водорастворимого органического вещества и мелкоразмерных продуктов горения по профилю почвы и 2) увеличением количества корней в минеральных горизонтах при развитии травянистых растений (за счет прижизненных выделений и ежегодного отпада корней). Таким образом, при послепожарном восстановлении почв меняется тип накопления органического углерода: для контрольного участка накопление происходит на поверхности в виде торфа или грубого гумуса, в то время как для почв на поздних стадиях постпирогенного развития до 50% углерода сосредоточено в минеральном горизонте. Обогащение минеральных горизонтов постпирогенных почв углеродом ранее было описано для лесных почв [6, 12, 18]. В то же время имеются данные и об отсутствии такого эффекта и преимущественной аккумуляции углерода в пирогенных горизонтах [19].

В целях более корректного сравнения почв постпирогенной сукцессии, существенно различающихся по мощности почвенного профиля, проведен расчет запасов органического углерода в верхнем 20 см слое, мощность которого соответствует минимальной мощности почвы непосредственно после пожара высокой интенсивности (рис. 2В). Прямые пирогенные потери углерода при пожаре высокой интенсивности составляют 2.5 кг С/м^2. Несмотря на относительно низкие прямые пирогенные потери ПОВ при пожаре средней интенсивности, ко второму году после пожара снижение запасов С в почве ($\Delta = -2.4$ кг С/м^2) сравнимо с прямыми потерями при пожаре высокой интенсивности. По мере восстановления растительного покрова, в частности появления травянистых растений и кустарничков, запасы почвенного углерода начинают восстанавливаться, и через 12 лет после пожара статистически не отличаются от значений, характерных для контрольного участка.

Влияние пожара средней и высокой интенсивности на содержание лабильного органического вещества и углерода микробной биомассы

Пожар высокой интенсивности приводит к практически полному уничтожению водорастворимого пула углерода в поверхностном горизонте и статистически значимому ($p < 0.05$) снижению концентрации углерода, экстрагируемого 0.1 М раствором NaOH (рис. 3). Пожар средней интенсивности не приводит к статистически значимому уменьшению содержания лабильного углерода в почве по сравнению с контролем. Прямое пирогенное влияние на содержание водо- и щелочнорастворимого органического углерода в минеральных горизонтах почвы не выявлено. Ранее существенное снижение концентрации углерода водорастворимых соединений при нагревании до 300–400°С было продемонстрировано в лабораторном эксперименте на примере подстилок лиственничников Сибири [11]. При этом нагревание до 200°С, моделирующее воздействие пожара сред-

ней интенсивности, не приводило к изменению концентрации водорастворимого органического вещества только в одной серии эксперимента с подстилками из экосистемы на склоне северной экспозиции. Для подстилки лиственничника со склона южной экспозиции нагревание до 200°С привело к повышению содержания лабильного углерода, что, вероятно, связано с образованием водорастворимых продуктов разрушения лигнина и дегидратации углеводов [11], а также частичным лизисом микробных клеток [26]. Увеличение содержания водорастворимого углерода в подстилках после нагревания при температуре 200°С показано в работах [13, 21]. В то же время в естественных условиях для подстилки лиственничника Сибири показано двукратное снижение концентрации водорастворимого С после пожара средней интенсивности [1]. Лабораторное моделирование термического воздействия пожара на органогенные горизонты почв двух экосистем горной тундры Хибин также показало сокращение содержания лабильного углерода при пожаре средней интенсивности и практически полное его сгорание при пожаре высокой интенсивности [10].

Пожар высокой интенсивности способствует практически полной гибели микроорганизмов в поверхностном и существенному снижению содержания $C_{микр}$ и $N_{микр}$ в минеральном горизонте почвы (табл. 2). Уменьшение содержания $C_{микр}$ на 50–85% после прохождения пожара было отмечено для подстилки лиственничников [2] и на 50–70% для подстилки сосняков Приангарья [3]. Для минеральных горизонтов почв этих же участков установлено уменьшение в 1.5–3 раза численности всех эколого-трофических групп микроорганизмов. При этом в наибольшей степени пожар воздействует на почвенные грибы [22, 27, 36]. Пожар средней интенсивности не приводит к статистически достоверному уменьшению содержания углерода и азота микробной биомассы в органогенном (пирогенном) и минеральном горизонте почвы. Ранее в условиях лабораторного эксперимента нами был описан краткосрочный эффект увеличения содержания $C_{микр}$ и базального дыхания после нагревания образцов сухоторфяного горизонта почвы до 200°С, моделирующего термическое воздействие пожара средней интенсивности [10]. Прирост микробной биомассы в почве после пожара был возможен благодаря комбинации следующих факторов: 1) увеличение доступности источников углерода и энергии за счет термодеструкции биополимеров; 2) увеличение концентрации минеральных солей; 3) относительно слабое воздействие краткосрочного пожара на микробный пул. Дальнейшая долгосрочная динамика углерода и азота микробной биомассы в поверхностных горизонтах почв при постпирогенной сукцессии в естественных условиях рассмотрена ранее [8]. Опубликованные ранее данные необходимо дополнить тем, что снижение содержания $C_{микр}$ и $N_{микр}$ на ранних стадиях восстановления связано не с прямым пирогенным воздействием, а с послепожарной эрозией и общей потерей органического вещества почвой. В отличие от $C_{микр}$, содержание которого уже на стадии трехлетней гари не отличается статистически от контроля, азот микробной биомассы восстанавливается медленнее: значимо меньшее его содержание характерно для почв 2, 3 и 12-летнего периода постпирогенного развития [8].

Таблица 2. Влияние пожара разной интенсивности на содержание углерода и азота микробной биомассы (над чертой – данные для органогенного (пирогенного), под чертой – для минерального горизонтов)

Экосистема	$C_{микр}$, мг/кг	$N_{микр}$, мг/кг	C : N
0+ (ВИ)	31 ± 4	5 ± 1	6.9 ± 0.4
	45 ± 7	7 ± 1	6.5 ± 0.9
0+ (СИ)	1333 ± 165	148 ± 20	9.0 ± 0.7
	143 ± 10	16 ± 2	8.7 ± 0.9
ЕР	1453 ± 230	151 ± 7	9.6 ± 0.5
	160 ± 15	21 ± 4	7.6 ± 0.3

Органическое вещество горизонта TJ сухоторфяно-подбура ерниковой экосистемы характеризуется максимальным содержанием потенциально минерализуемых соединений углерода (C_0 = 5139 ± 76 мг С/100) с константой скорости минерализации k = 0.012 ± 0.001 сут$^{-1}$ (табл. 3). Пожар средней интенсивности приводит к снижению размеров пула потенциально минерализуемого углерода в поверхностном пирогенном горизонте (3895 ± 1036 мг С/100 г), но константа скорости его минерализации не изменяется. Пожар высокой интенсивности приводит практически к полному уничтожению пула потенциально минерализуемого органического вещества в пирогенном горизонте (18 ± 2 мг С/100 г). Несмотря на высокую константу скорости минерализации этот горизонт характеризуется минимальной активностью минерализации ПОВ. Потенциально минерализуемый пул органического вещества почвы включает в себя совокупность доступных для потребления микроорганизмами соединений независимо от их структуры, состава и свойств [15]. На размер пула C_0 в первую очередь оказывают влияние количество и качество поступающего органического материала, активность микроорганизмов и степень защищенности органического вещества, поэтому высокое содержание C_0 в сухоторфяном горизонте, представленном в основном слаборазложившимися растительными остатками, вполне объяснимо [14]. Пирогенное воздействие приводит к обугливанию части органического вещества почвы с формированием углистых частиц, слабо подверженных микробиологической атаке. В случае пожара высокой интенсивности большая

Таблица 3. Потенциально минерализуемый пул органического вещества почв (над чертой – для органогенного (пирогенного), под чертой – для минерального горизонта)

Экосистема	Потенциально минерализуемое органическое вещество (C_0)		Константа скорости минерализации k, сут$^{-1}$	Активность минерализации органического вещества, мг С/(100 г сут)
	мг С/100 г	% от $C_{общ}$		
0+ (ВИ)	18 ± 2	0.2	0.153 ± 0.019	2.8 ± 0.3
	52 ± 2	0.4	0.025 ± 0.002	1.3 ± 0.1
0+ (СИ)	3895 ± 1036	11.0	0.012 ± 0.001	46.7 ± 1.5
	811 ± 25	5.2	0.016 ± 0.001	13.0 ± 0.9
1+	2548 ± 167	10.0	0.014 ± 0.001	35.7 ± 2.2
	371 ± 20	3.3	0.020 ± 0.002	7.4 ± 0.8
2+	1564 ± 97	16.9	0.010 ± 0.001	15.6 ± 1.0
	95 ± 3	2.7	0.026 ± 0.002	2.5 ± 0.2
3+	7946 ± 561	65.2	0.003 ± 0.001	23.8 ± 1.6
	300 ± 10	18.0	0.035 ± 0.002	10.5 ± 0.8
12+	4766 ± 397	19.4	0.006 ± 0.001	28.6 ± 1.4
	174 ± 6	1.3	0.034 ± 0.003	5.9 ± 0.3
60+	4950 ± 136	13.5	0.011 ± 0.001	54.4 ± 2.1
	480 ± 21	2.2	0.039 ± 0.003	18.7 ± 1.1
ЕР	5139 ± 76	16.1	0.012 ± 0.001	61.7 ± 2.5
	200 ± 9	1.1	0.021 ± 0.002	4.2 ± 0.8

часть органогенного горизонта полностью сгорает, а оставшаяся часть представляет собой углистый материал. Резкое сокращение пула потенциально минерализуемого органического вещества в почве после пожара высокой интенсивности связано также и с гибелью микроорганизмов.

Воздействие пожара на потенциально минерализуемый пул органического вещества иллювиально-гумусового горизонта не так однозначно, как для пирогенного горизонта. После пожара средней интенсивности происходит увеличение содержания потенциально минерализуемого органического вещества в 4 раза по сравнению с контролем. Это связано с включением в состав органического вещества почвы отмирающих корней и лизированных клеток микроорганизмов, а также частичной миграцией продуктов термического разложения подстилки и сухоторфяного горизонта. При пожаре высокой интенсивности количество потенциально минерализуемого органического вещества в минеральном горизонте снижается в 4 раза по сравнению с контролем.

Динамика лабильного и потенциально минерализуемого пулов органического вещества при постпирогенном восстановлении почв

Долгосрочное восстановление лабильного пула органического вещества почвы после пожара средней интенсивности в целом повторяет динамику общего пула со снижением в первые годы после пожара (за счет эрозии и отсутствия стабильного растительного покрова) и последующего увеличения по мере восстановления растительности. Восстановление пула водорастворимого органического вещества происходит быстрее, чем в постпирогенных лесных экосистемах Сибири [1] и севера европейской части России [6]. Однако необходимо отметить, что в отличие от указанных работ в нашем исследовании более подробно рассмотрены первые стадии восстановления почвы после пожара. Содержание водорастворимого и подвижного углерода в почвах постпирогенной сукцессии слабо коррелирует друг с другом ($r = 0.45$, $p < 0.05$), но имеет тесную связь с общим содержанием углерода в почве. Для пирогенных горизонтов наиболее тесная корреляционная связь установлена между содержанием общего углерода и углерода щелочнорастворимой фракции ($r = 0.75$, $p < 0.05$), а для минерального горизонта наиболее тесная связь выявлена между содержанием общего и водорастворимого углерода ($r = 0.92$, $p < 0.05$).

При постпирогенной сукцессии в почвах происходит изменение размеров потенциально минерализуемого пула органического вещества и константы скорости его минерализации. В первые 2 года после пожара наблюдается уменьшение содержания потенциально минерализуемого органического вещества в пирогенных горизонтах, преимущественно связанное с эрозией почвы. В дальнейшем происходит резкое увеличение размеров этого пула в пирогенном горизонте трехлетней гари (до 7946 ± 561 мг С/100 г) и следующее за ним снижение до значений, характер-

ных для почвы негоревшего участка. Для гари 12-летнего возраста не выявлено различий с контролем по содержанию потенциально минерализуемого органического вещества, однако константа скорости минерализации в этой почве в 2 раза ниже, чем в контроле. Органогенный горизонт гари 60-летнего возраста не отличается от контроля ни по содержанию, ни по константе скорости минерализации. Таким образом, для органогенного (пирогенного) горизонта послепожарная динамика лабильного и потенциально минерализуемого органического вещества различается: начиная с гари трехлетнего возраста наблюдается устойчивый рост содержания водо- и щелочнорастворимого углерода, тогда как для потенциально минерализуемого пула пик приходится на гарь 3+ с последующей стабилизацией значений. Такая картина связана с изменением в структуре растительной биомассы, так как трехлетняя гарь активно заселяется травянистыми растениями, прежде всего, *Festuca ovina* и *Chamaenerion angustifolium*. Активность минерализации ПОВ в первые годы постпирогенной сукцессии постепенно снижается, но после трехлетнего периода восстановления начинается увеличение этого показателя. В то же время даже через 60 лет после пожара активность минерализации ПОВ в органогенном горизонте меньше, чем в контроле, что свидетельствует об уменьшении потерь С, связанных с дыханием почвенных микроорганизмов при постпирогенной сукцессии.

Временная динамика потенциально минерализуемого пула органического вещества в минеральном горизонте в целом совпадает с описанным выше изменением содержания лабильного пула. Необходимо отметить, что в минеральном горизонте почвы 60-летней гари пул потенциально минерализуемого органического вещества и константа скорости его минерализации в 2 раза выше, чем в контрольной почве. Увеличение этих показателей происходит на фоне повышения содержания лабильного органического вещества в иллювиально-гумусовом горизонте почвы. Активность минерализации ПОВ в иллювиально-гумусовом горизонте постпирогенной почвы на поздней стадии восстановления (60 лет после пожара) в 4 раза выше, чем в контроле. В то же время в реальных условиях почвенного профиля респираторная активность микроорганизмов в минеральных горизонтах почв горной тундры невысока и лимитирована низкой температурой и высокой влажностью. Таким образом, при постпирогенной сукцессии имеет место консервация части ПОВ в минеральном горизонте.

Несмотря на различия в послепожарной динамике, содержание пула потенциально минерализуемого органического вещества хорошо коррелирует с содержанием водорастворимого углерода ($r = 0.70$, $p < 0.05$). Статистически достоверная корреляционная связь между содержанием щелочнорастворимого и потенциально минерализуемого органического вещества не выявлена. Отсутствие тесной связи между этими показателями свидетельствует о том, что не все извлекаемое 0.1 М раствором NaOH органическое вещество является биологически активным, поскольку кроме лабильных в эту вытяжку может переходить какое-то количество консервативного органического вещества. В то же время потенциально минерализуемое вещество и водорастворимое органическое вещество, несмотря на наличие корреляционной связи, также не являются аналогами, поскольку в растворенном состоянии находится лишь часть органического вещества, доступного для потребления микроорганизмами. Пул водорастворимого ПОВ неоднороден по своему составу и биодоступности [32] и включает в себя трудноразлагаемые соединения ароматической природы. Таким образом, химическое и биокинетическое методы фракционирования позволяют определить разные параметры качества и состояния органического вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Воздействие огня на общий пул почвенного углерода неоднозначно и зависит от интенсивности пожара. Несмотря на то, что пожар средней интенсивности не оказывает статистически значимого воздействия на общие запасы углерода в почве, он запускает активные процессы эрозии, и в конечном итоге потери углерода почвами сравнимы с прямыми пирогенными потерями при пожаре высокой интенсивности. Стабилизации почвенного пула углерода способствует восстановление растительности, в первую очередь травянистой. На поздних стадиях послепожарного самовосстановления проявляется постпирогенный эффект избыточного накопления углерода в почве.

Пожар высокой интенсивности приводит к практически полному уничтожению водорастворимого и потенциально минерализуемого ПОВ, а также существенному уменьшению количества углерода микробной биомассы. Пожар средней интенсивности приводит к уменьшению содержания только потенциально минерализуемого ПОВ, что, вероятно, связано с формированием углистых частиц, слабо подверженных микробиологической атаке.

Лабильный пул углерода почвы (водо- и щелочнорастворимый) при постпирогенном самовосстановлении почв в целом повторяет динамику общего углерода с падением содержания в первые 2–3 года и последующим ростом до значений, характерных для почвы контрольного негоревшего участка. Пул потенциально минерализуемого органического вещества в пирогенных горизонтах имеет иную динамику с максимумом в почве

трехлетней гари, что связано с активным заселением этого участка травянистыми растениями. Для почв постпирогенного хроноряда в долгосрочной перспективе характерно снижение активности минерализации ПОВ в органогенных (пирогенных) горизонтах и увеличение этого показателя в минеральном горизонте. В то же время, учитывая низкую микробиологическую активность в минеральных горизонтах почвы в реальных условиях горной тундры, можно говорить о том, что при постпирогенной сукцессии имеет место консервация части ПОВ в минеральном горизонте.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-34-00292 мол_а).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов В.В., Прокушкин А.С., Прокушкин С.Г.* Влияние низовых пожаров на подвижность органического вещества в лиственничниках криолитозоны Средней Сибири // Вестник КрасГАУ. 2009. № 2. С. 88–93.
2. *Богородская А.В., Иванова Г.А., Тарасов П.А.* Послепожарная трансформация микробных комплексов почв лиственничников нижнего Приангарья // Почвоведение. 2011. № 1. С. 56–63.
3. *Богородская А.В., Кукавская Е.А., Иванова Г.А.* Трансформация микробоценозов почв светлохвойных лесов нижнего Приангарья под воздействием рубок и пожаров // Почвоведение. 2014. № 3. С. 317–326. https://doi.org/10.7868/S0032180X14030022
4. *Габбасова И.М., Гарипов Т.Т., Сулеманов Р.Р., Комиссаров М.А., Хабиров И.К., Сидорова Л.В., Назырова Ф.И., Простякова З.Г., Котлугалямова Э.Ю.* Влияние низовых пожаров на свойства и эрозию лесных почв Южного Урала (Башкирский Государственный Природный Заповедник) // Почвоведение. 2019. № 4. С. 412–421. https://doi.org/10/1134/S0032180X19040075
5. *Гынинова А.Б., Дыржинов Ж.Д., Куликов А.И., Гынинова Б.Д., Гончиков Б.Н.* Послепожарная эволюция песчаных почв под сосновыми лесами в Прибайкалье // Почвоведение. 2019. № 4. С. 451–463. https://doi.org/10.1134/S0032180X19040087
6. *Дымов А.А., Старцев В.В., Зуева О.М.* Углерод водорастворимых соединений в лесных почвах и его постпирогенная динамика (на примере Республики Коми) // Лесоведение. 2018. № 5. С. 359–371. https://doi.org/10.1134/S0024114818040058
7. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
8. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Поздняков Л.А., Копеина Е.И.* Биологическая активность почв горно-тундровых экосистем при постпирогенном восстановлении // Почвоведение. 2018. № 6. С. 728–737. https://doi.org/10.1134/S1064229318060108
9. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Токарева О.А.* Изменение лабильного и микробного пулов углерода и азота в лесной подстилке при разных способах хранения образцов // Почвоведение. 2019. № 7. С. 793–802. https://doi.org/10/1134/S0032180X19070104
10. *Маслов М.Н., Поздняков Л.А., Маслова О.А.* Постпирогенная трансформация тундровых почв (лабораторное моделирование) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2017. № 3. С. 11–17.
11. *Масягина О.В., Токарева И.В., Прокушкин А.С.* Моделирование термического воздействия пожаров на физико-химические свойства и микробную активность подстилки криогенных почв // Почвоведение. 2014. № 8. С. 971–981. https://doi.org/10.7868/S0032180X14080097
12. *Мергелов Н.С.* Постпирогенная трансформация почв и запасов почвенного углерода в предтундровых редколесьях Колымской низменности: каскадный эффект и обратные связи // Известия РАН. Сер. Географическая. 2015. № 3. С. 129–140. https://doi.org/10.15356/0373-2444-2015-3-129-140
13. *Прокушкин А.С., Токарева И.В.* Влияние нагревания на органическое вещество лесных подстилок и почв в условиях эксперимента // Почвоведение. 2007. № 6. С. 698–706.
14. *Семенов В.М., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А., Тулина А.С.* Минерализуемость органического вещества и углеродсеквестрирующая емкость почв зонального ряда // Почвоведение. 2008. № 7. С. 819–832.
15. *Семенов В.М., Когут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 223 с.
16. *Семенов В.М., Тулина А.С.* Сравнительная характеристика минерализуемого пула органического вещества в почвах природных и сельскохозяйственных экосистем // Агрохимия. 2011. № 12. С. 53–63.
17. *Ставрова Н.И., Калимова И.Б., Горшков В.В., Дроздова И.В., Алексеева-Попова Н.В., Баккал И.Ю.* Долговременные послепожарные изменения характеристик почв в темнохвойных лесах Европейского Севера // Почвоведение. 2019. № 2. С. 246–256. https://doi.org/10/1134/S0032180X19020138
18. *Старцев В.В., Дымов А.А., Прокушкин А.С.* Почвы постпирогенных лиственничников средней Сибири: морфология, физико-химические свойства и особенности почвенного органического вещества // Почвоведение. 2017. № 8. С. 912–925. https://doi.org/10.7868/S0032180X17080111
19. *Цибарт А.С., Геннадиев А.Н.* Влияние пожаров на свойства лесных почв Приамурья (Норский заповедник) // Почвоведение. 2008. № 7. С. 783–792.
20. *Шмакова Н.Ю., Ушакова Г.И., Костюк В.И.* Горно-тундровые сообщества Кольской субарктики (эколого-физиологический аспект). Апатиты, 2008. 167 с.
21. *Barcenas-Moreno G., Baath E.* Bacterial and fungal growth in soil heated at different temperatures to simulate a range of fire intensities // Soil Biol. Biochem. 2009. V. 41. P. 2517–2526. https://doi.org/10.1016/ j.soilbio.2009.09.010
22. *Bastias B.A., Huang Z.Q., Blumfield T., Xu Z., Cairney J.W.G.* Influence of repeated prescribed burning on the soil fungal community in an eastern Australian wet sclerophyll forest // Soil Biol. Biochem. 2006. V. 38.

P. 3492–3501.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.06.007

23. *Bento-Goncalves A., Vieira A., Ubeda X., Martin D.* Fire and soils: Key concepts and recent advances // Geoderma. 2012. V. 191. P. 3–13.
https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.01.004
24. *Brookes P.C., Landman A., Pruden G., Jenkinson D.S.* Chloroform fumigation and the release of soil nitrogen: a rapid direct extraction method to measure microbial biomass nitrogen in soil // Soil Biol. Biochem. 1985. V. 17. P. 837–842.
https://doi.org/10.1016/0038-0717(85)90144-0
25. *Certini G.* Effects of fire on properties of forest soils: a review // Ecology. 2005. V. 143. P. 1–10.
https://doi.org/10.1007/s00442-004-1788-8
26. *Choromanska U., DeLuca T.H.* Microbial activity and nitrogen mineralization in forest mineral soils following heating: evaluation of post-fire effects // Soil Biol. Biochem. 2002. V. 34. P. 263–271.
https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00180-8
27. *Diaz-Ravina M., Prieto A., Baath E.* Bacterial activity in a forest soil heating and organic amendments measured by the thymidine and leucine incorporation techniques // Soil Biol. Biochem. 1996. V. 28. P. 419–426.
https://doi.org/10.1016/0038-0717(95)00156-5
28. *Gonzalez-Perez J.A., Gonzalez-Vila F.J., Almendros G., Knicker H.* The effect of fire on soil organic matter – a review // Environ. Int. 2004. V. 30. P. 855–870.
https://doi.org/10.1016/j.envint.2004.02.003
29. *Higuera P.E., Brubaker L.B., Anderson P.M., Brown T.A., Kennedy A.T., Hu F.S.* Frequent fires in ancient shrub tundra: Implications of paleorecords for Arctic environmental change // PLoS ONE. 2008. V. 3. № 3. e0001744.
https://doi.org/10.1371/journal.pone.0001744
30. IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources. World Soil Resources Reports № 103. FAO, Rome. 2006.
31. *Jones B.M., Breen A.L., Gaglioti B.V., Mann D.H., Rocha A.V., Grosse G., Arp C.D., Kunz M.L., Walker D.A.* Identification of unrecognized tundra fire events on the north slope of Alaska // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2013. V. 118. P. 1334–1344.
https://doi.org/10.1002/jgrg.20113
32. *Kalbitz K., Schmerwitz J., Schwesig D., Matzner E.* Biodegradation of soil-derived dissolved organic matter as related to its properties // Geoderma. 2003. V. 113. P. 273–291.
https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00365-8
33. *Mack M.C., Bret-Harte M.S., Hollingsworth T.N., Jandt R.R., Schuur E.A.G., Shaver G.R., Verbyla D.L.* Carbon loss from an unprecedented Arctic tundra wildfire // Nature. 2011. V. 475. P. 489–492.
https://doi.org/10.1038/nature10283
34. *Rocha A.V., Loranty M.M., Higuera P.E., Mack M.C., Hu F.S., Jones B.M., Breen A.L., Rastetter E.B., Goetz S.J., Shaver G.R.* The footprint of Alaskan tundra fires during the past half-century: implications for surface properties and radiative forcing // Environ. Res. Lett. 2012. V. 7. P. 044039.
https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/044039
35. *Schulze E.D., Wirth C., Heimann M.* Managing forests after Kyoto // Science. 2000. V. 289. P. 2058–2059.
36. *Thiffault E., Hannam K.D., Guideau 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.
https://doi.org/10.1007/s11104-008-9604-6
37. *Vance E.D., Brookes P.C., Jenkinson D.S.* An extraction method for measuring soil microbial biomass C // Soil Biol. Biochem. 1987. V. 19. P. 703–707.
https://doi.org/10.1016/0038-0717(87)90052-6

Changes in the Pools of Total and Labile Soil Organic Carbon during the Post-Fire Succession in Tundra Ecosystems of the Khibiny Mountains

M. N. Maslov[1, *], O. A. Maslova[1], and E. I. Kopeina[2]

[1]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*
[2]*Polar Alpine Botanical Garden-Institute, Apatity, 184209 Russia*
**e-mail: maslov.m.n@yandex.ru*

The dynamics of the total soil carbon pool and the pools of labile and potentially mineralizable organic matter in dry-peat podburs (Entic Folic Podzols) under the impact of strong and medium-intensity fires and during the postpyrogenic succession are discussed. Although a medium-intensity fire does not have a statistically significant impact on the total carbon pool in the soil, it triggers active erosional processes, so that carbon losses are comparable with direct pyrogenic carbon losses during the high-intensity fire. In the post-fire soil restoration, the type of organic carbon accumulation changes: at the control site, the accumulation occurs on the surface in the form of peat, while at the late stages of the postpyrogenic succession, up to 50% of carbon is concentrated in the mineral horizon. A high-intensity fire leads to the almost complete destruction of labile, microbial, and potentially mineralizable carbon pools in both the organic and mineral horizons. A fire of medium intensity does not lead to statistically significant changes in these pools in comparison with the control. The dynamics of recovery of the labile and potentially mineralizable pools of organic matter in the pyrogenic horizons of the soil differ: three years after the fire, a tendency for a steady increase in the contents of labile and microbial carbon is established, whereas the pool of potentially mineralizable carbon gains its maximum three years after the fire and then becomes stabilized.

Keywords: carbon stocks, labile organic matter, microbial biomass, potentially mineralizable organic matter, Entic Folic Podzols

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 340–350

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ОЦЕНКА ЗАПАСОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА ЛЕСНЫХ ПОЧВ В РЕГИОНАЛЬНОМ МАСШТАБЕ

© 2020 г. О. В. Чернова[a], *, И. М. Рыжова[b], М. А. Подвезенная[b]

[a] Институт проблем экологии и эволюции им А.Н. Северцова РАН, Ленинский пр-т, 33, Москва, 119071 Россия

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

*e-mail: ovcher@mail.ru

Поступила в редакцию 13.02.2019 г.
После доработки 30.07.2019 г.
Принята к публикации 20.10.2019 г.

Обсуждаются результаты сравнения запасов органического углерода и их структуры в автоморфных и полугидроморфных почвах на основе анализа массива данных, характеризующих 289 профилей почв лесной зоны европейской территории России. Установлено, что запасы органического углерода (с учетом подстилки) в полугидроморфных почвах в среднем примерно в 3 раза больше, чем в автоморфных. С увеличением мощности рассматриваемого почвенного слоя различия уменьшаются от 3.2 раз для слоя 0–30 см до 2.6 раз для метровой толщи. Наиболее сильно различаются запасы углерода в органогенном слое сравниваемых почв. В полугидроморфных почвах они в среднем составляют 73 ± 8.2 т С/га, что в 7 раз выше, чем в автоморфных почвах. Пренебрежение вкладом полугидроморфных почв в общий запас органического углерода почв региона приводит к заниженным оценкам. Величина недооценки определяется структурой почвенного покрова изучаемой территории и мощностью рассматриваемой почвенной толщи. Проведенные на примере Карелии расчеты показали, что для разных ландшафтов недооценка запасов органического углерода почв варьирует от 10 до 40%. Для всей территории республики для слоев почвы 0–30, 0–50 и 0–100 см она составляет соответственно 22, 19 и 13%. На основе проведенного сравнительного анализа известных педотрансферных функций для расчета плотности почв показано, что для минеральных горизонтов лесных почв европейской территории России лучшие результаты (RMSE = 0.15, R^2 = 0.36) демонстрирует педотрансферная функция, предложенная О.В. Честных и Д.Г. Замолодчиковым.

Ключевые слова: полугидроморфные почвы, плотность почв, педотрансферные функции

DOI: 10.31857/S0032180X20030028

ВВЕДЕНИЕ

Почвы играют ведущую роль в биогеохимическом цикле углерода. Пул почвенного углерода превышает его запасы в биомассе суши и атмосфере. В настоящее время в связи с проблемами глобального изменения климата и обеспечения продовольственной безопасности очень большое внимание уделяется уточнению оценок запасов почвенного органического вещества. Уровень накопления углерода в почве является результатом сложного взаимодействия процессов поступления, стабилизации и потерь органического вещества, интенсивность которых определяется множеством факторов (биоклиматических, литологических, геоморфологических, антропогенных и др.), что обусловливает его высокую пространственную вариабельность в разных масштабах и затрудняет оценку запасов почвенного углерода. Для получения региональных оценок в настоящее время используются разные источники информации и разнообразные методы пространственного анализа данных. Широкое распространение получил метод “измерения и умножения”, в основе которого лежит стратификация изучаемого региона по типу почв и (или) характеру землепользования. Для каждого выдела запас углерода в почве рассчитывается путем умножения среднего значения, полученного по результатам точечных измерений, на площадь. В этом случае не учитывается пространственная неоднородность почвенного покрова в пределах выдела. Ошибки, связанные с малым объемом выборок для расчета средних значений, могут быть существенным источником неопределенностей региональных оценок запасов почвенного углерода [29, 35]. От точности региональных оценок зависит качество глобальных оценок запасов почвенного углерода. Неопределенность региональных оценок запасов почвенного углерода в лесной зоне России может быть связана с тем, что далеко не всегда принимают во внимание полугидроморфные почвы. Как правило, учитывают только запасы углерода в преобладающих по пло-

щади автоморфных почвах, а также в гидроморфных почвах болот. Это объясняется недостатком экспериментальных данных о запасах углерода в полугидроморфных почвах и их большим разбросом.

Как показали расчеты на основе [12] на территории России на полугидроморфные почвы и комплексы с их преобладанием приходится около 26.0% территории (16.5 и 9.4 соответственно). Около 70% площади всех полугидроморфных почв России расположено в таежной зоне.

Хотя эти почвы занимают значительно меньшие площади по сравнению с автоморфными, они вносят заметный вклад в общие запасы почвенного углерода лесной зоны, поскольку запасы углерода в них могут быть в несколько раз больше, чем в автоморфных [1, 2, 11, 13].

Еще одной проблемой, с которой связана неопределенность оценок пула почвенного углерода в региональном, национальном и глобальном масштабах, является отсутствие данных о плотности почв во многих записях, характеризующих почвенные профили в базах данных, что связано с трудоемкостью определения этого параметра, необходимого для расчета запасов углерода в почве. По мнению ряда исследователей, недостаток данных о плотности является одной из основных причин неопределенности региональных оценок запасов углерода в почвах [34, 38]. Для решения этой проблемы предложены различные методы получения недостающих оценок плотности почв. Наиболее простым способом является использование средних значений или медиан, полученных по имеющимся ограниченным экспериментальным данным. Очень широкое распространение получили педотрансферные функции (**ПТФ**), позволяющие вычислить значение плотности почв по другим ее характеристикам, данные о которых доступны. Также используются концептуальные модели и методы интеллектуального анализа данных [27, 31, 36]. ПТФ являются эмпирическими, поэтому имеют ограниченную область применения. Их нужно использовать с осторожностью, особенно для регионов, отличных по своим характеристикам от тех, для которых ПТФ первоначально были построены.

Точность региональных оценок запасов почвенного углерода зависит от способа расчета плотности почв. Об этом свидетельствуют результаты специально проведенного исследования на примере почв Китая. Были выявлены различия в величинах запасов почвенного углерода, полученных на основе одного массива данных, включающего характеристики 1007 профилей почв Китая, но с использованием шести способов определения недостающих значений плотности почв [37]. Подбор ПТФ, позволяющих с наименьшей ошибкой определить плотность почв конкретных регионов, является важной задачей [24–26, 30].

Задачами настоящей работы являются: выбор ПТФ для определения плотности лесных почв европейской территории России, сравнение запасов углерода в автоморфных и полугидроморфных лесных почвах, определение вклада полугидроморфных почв в общие запасы почвенного углерода в региональном масштабе.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исходными данными для определения запасов углерода в автоморфных и полугидроморфных почвах лесной зоны европейской территории России послужила информация, полученная из следующих источников: Почвенно-географическая база данных России (https://soil-db.ru), база данных “Запасы углерода в автономных почвах природных экосистем европейской территории России” [16, 17], дополненная опубликованными результатами точечных исследований различных авторов [3, 4, 6, 7, 10, 15, 18]. Данные были сведены в единый массив, который включает характеристики 289 разрезов почв лесной зоны России, главным образом, средней и южной тайги.

Из них 201 разрез характеризует автоморфные почвы и 88 разрезов – полугидроморфные почвы. Автоморфные почвы представлены подзолами иллювиально-железистыми иллювиально-гумусовыми (Albic Podzols), подзолистыми, дерново-подзолистыми и палево-подзолистыми почвами (Albic Retisols (Ochric)). Среди полугидроморфных почв чаще всего встречались подзолистые глееватые, торфяно-подзолисто-глеевые, дерново-подзолистые глееватые, дерново-подзолистые глеевые (Albic Gleyic Retisols (Ochric)), подзолы глееватые, подзолы глеевые иллювиально-железистые (Gleyic Albic Podzols) . Названия почв приведены в соответствии с [9].

Вычисление запасов органического углерода в почвенных горизонтах проводили по данным об их мощности, содержании углерода и плотности. Данные о мощности горизонтов получали из описаний разрезов. При определении содержания углерода в минеральных горизонтах почв по данным о содержании гумуса использовали коэффициент пересчета 0.58.

Оценить содержание углерода в органогенных горизонтах сложно из-за недостатка результатов прямых определений методом сухого сжигания и разнообразия органогенных горизонтов. Если в автоморфных почвах органогенный слой представлен подстилкой (O) и в некоторых почвах грубогумусовым горизонтом (AO), то в полугидроморфных почвах он может включать также перегнойный (H) и различные варианты торфяных и торфянистых (T, TO, TE, TJ) горизонтов [9].

Таблица 1. Описательная статистика почвенных свойств рядов данных, использованных для проверки точности методов оценки плотности почв

Показатель	Минеральные горизонты				Органогенные горизонты	
	плотность, г/см^3	$C_{орг}$,%	глина, %	песок, %	плотность, г/см^3	$C_{орг}$, %
Объем выборки	288	288	186	186	175	175
Среднее	1.37	0.81	42.55	12.46	0.10	38.71
Медиана	1.39	0.30	36.50	8.70	0.08	37.00
Минимум	0.77	0.02	2.00	0.10	0.01	10.60
Максимум	1.89	13.4	98.00	44.00	0.45	54.00
Ранг	1.12	13.38	96.00	43.90	0.44	43.4
Нижний квартиль	1.21	0.20	13.00	4.00	0.04	37.00
Верхний квартиль	1.52	0.76	68.80	17.70	0.15	42.00
Стандартное отклонение	0.197	1.44	29.922	10.91	0.076	5.03
Ошибка среднего	0.012	0.085	2.194	0.799	0.004	0.342

Таблица 2. Сравниваемые методы оценки плотности почвенных горизонтов (BD, г/см^3)

№ метода	Метод	Описание	Источник
1	Среднего	Для минеральных горизонтов принимается среднее значение в зависимости от градации по гранулометрическому составу и глубины. Для подстилки – среднее значение в зависимости от типа подстилки	[19]
2	ПТФ	$BD = a_1 - a_2/(MID + a_3) + a_4/(HUM + a_5)$, $a_1 - a_5$ – параметры, определяемые типом почв	[20]
3	ПТФ	Для минеральных горизонтов $BD = 0.69794 + (0.750636 \exp(-0.230355OC) + (0.0008687sand) - (0.0005164clay))$ Для органогенных горизонтов $BD = 1.4903 - 0.33293 \ln OC$	[26]
4	ПТФ	$BD = 1.66 - 0.318OC^{1/2}$	[28]
5	ПТФ	$BD = 1.449\exp(-0.03\ OC)$	[23]

Примечание. BD – плотность почв, MID – глубина середины горизонта, см, HUM – содержание гумуса в горизонте, %, OC – содержание органического углерода, %, sand – содержание песка, %, clay – содержание глины, %.

В большинстве случаев в литературе в качестве характеристики обогащения горизонта органическим веществом приводятся сведения о потере при прокаливании (**ППП**). При наличии данных о ППП, содержание углерода в органогенном горизонте принимали равным 0.5ППП [19]. При отсутствии данных о ППП, содержание углерода оценивали в соответствии с видом горизонта и типом экосистем на основе среднестатистических данных или экспертных оценок [5, 19, 22].

Для многих профилей отсутствует информация о плотности горизонтов. Чтобы вовлечь данные по этим разрезам в расчеты запасов почвенного углерода попытались выбрать среди известных методов оценки плотности почвенных горизонтов наилучший для почв лесной зоны европейской территории России. При сравнении методов для проверки использовали исходный массив данных с экспериментально определенными значениями плотности горизонтов, который был разбит на два ряда. Первый из которых объединял минеральные горизонты, а второй – органогенные. Общая статистическая характеристика некоторых почвенных свойств этих рядов данных представлена в табл. 1.

Проведено сравнение пяти методов оценки плотности почв (табл. 2). В большинстве работ при оценке запасов органического углерода в почвах России или ее регионов использовали экспертные оценки или средние значения плотности [14, 19, 21]. Поэтому метод средних был выбран первым для сравнения.

К настоящему времени разработано множество ПТФ, которые прогнозируют плотность горизонтов, используя другую доступную информацию о

Таблица 3. Точность методов оценки плотности минеральных горизонтов почв (BD, г/см^3)

№ метода	ME	MAE, г/см^3	MAPE, %	RMSE, г/см^3	R^2
1	0.03	0.15	11.1	0.18	0.16
2	0.01	0.12	8.8	0.15	0.36
3	0.02	0.15	11.3	0.18	0.18
4	–0.05	0.13	10.6	0.17	0.21
5	–0.04	0.14	11.4	0.18	0.14

Примечание. ME – средняя ошибка, MAE – средняя абсолютная ошибка, MAPE – средняя относительная ошибка, RMSE – среднеквадратическая ошибка.

физических, химических и морфологических свойствах почв (содержание органического вещества, pH, гранулометрический состав, тип и глубина горизонтов), характере растительности, свойствах почвообразующих пород и др. [32]. Содержание органического углерода в почве является основной переменной для предсказания плотности [27]. Поэтому подавляющее большинство ПТФ является функциями только одной этой переменной. Во многих работах в качестве дополнительных переменных выступают гранулометрический состав почвы или глубина горизонта. Из множества ПТФ для сравнения выбраны функции, прогнозирующие плотность почвенных горизонтов в зависимости от содержания гумуса и середины глубины залегания горизонта (метод 2), содержания органического углерода и гранулометрического состава (метод 3 для минеральных горизонтов) и только от содержания органического углерода (метод 3 для органогенных горизонтов и методы 4, 5). Выбор именно этих функций обусловлен тем, что они получены на основе массивов данных, представляющих почвы России (метод 2) [20] или Европы (методы 3 и 4) [26, 28]. Последняя из рассмотренных ПТФ (метод 5) выбрана потому, что была признана лучшей при тестировании 48 формул, используемых для вычисления плотности почвенных горизонтов в широком диапазоне условий, на основе большого массива данных, характеризующего почвы США [23].

При сравнении точности методов оценки плотности в качестве основных показателей использованы среднеквадратическая ошибка RMSE (the root mean square error) – и R^2. Дополнительно рассчитывались средняя ошибка ME (the mean error), средняя абсолютная ошибка MAE (the mean absolute error) и средняя относительная ошибка MAPE (the mean absolute percentage error):

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(x_i^* - x_i\right)^2}{n}}, \quad (1)$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(x_i^* - x_i\right)^2}{\sum_{i-1}^{n}\left(x_i^* - \bar{x}_i^*\right)^2}, \quad (2)$$

$$\mathrm{ME} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(x_i^* - x_i\right), \quad (3)$$

$$\mathrm{MAE} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|x_i^* - x_i\right|, \quad (4)$$

$$\mathrm{MAPE} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|\frac{x_i^* - x_i}{x_i^*}\times 100\%\right|. \quad (5)$$

Метод тем эффективнее, чем ниже RMSE и выше R^2. Величина средней ошибки (ME) указывает на среднюю тенденцию к переоценке или недооценке. У эффективных моделей ME должна быть близкой к нулю.

Результаты проведенного сравнения методов, выбранных для определения недостающих значений плотности минеральных горизонтов, показали (табл. 3), что лучшим оказался метод 2. В нем используется пятипараметрическая нелинейная функция, полученная на основе большого массива данных о почвах России (748 горизонтов) [20]. Этот метод характеризуется минимальными ошибками и самым высоким значением R^2. Неплохой результат демонстрирует метод 4, хотя он основан на функции, где содержание углерода является единственной независимой переменной. Эта ПТФ в среднем переоценивает плотность, о чем свидетельствует отрицательная величина средней ошибки. В нашем случае она демонстрирует среднюю точность. Согласно оценкам [23], у ПТФ со средней точностью $0.20 < R^2 < 0.5$, $0.17 < \mathrm{RMSE} < 0.20$.

Таким образом, для определения недостающих значений плотности минеральных горизонтов автоморфных и полугидроморфных почв лесной зоны ЕТР использовали метод 2 [20], поскольку он оказался наиболее эффективным из всех проанализированных.

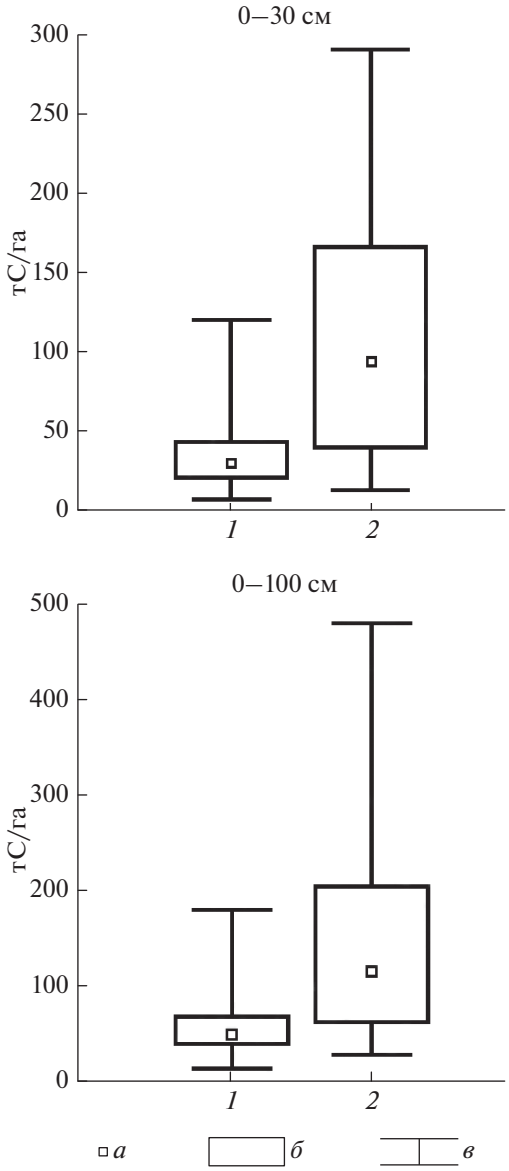

Рис. 1. Статистические характеристики распределения запасов углерода в автоморфных (*1*) и полугидроморфных (*2*) лесных почвах европейской территории России (включая подстилку): *а* – медиана, *б* – 25–75%, *в* – минимум–максимум.

Расчет плотности органогенных горизонтов в зависимости от содержания в них углерода (метод 3) дал неудовлетворительный результат. Средняя ошибка ME = –0.18, что свидетельствует о значительно более высоких прогнозируемых величинах плотности по сравнению с экспериментальными данными. Низкая точность ПТФ для органогенных горизонтов отмечается многими исследователями [20, 26]. Это объясняется недостатком данных и высокой вариабельностью плотности подстилок, торфяных, оторфованных и перегнойных горизонтов. Коэффициент вариации в рассматриваемом ряду данных плотности органогенных горизонтов составляет 76%. Поэтому в настоящей работе были использованы усредненные значения плотности органогенных горизонтов, полученные по оценкам из собранного массива данных и экспертные оценки с учетом вида горизонта и типа экосистемы.

На основании полученных величин запасов углерода в почвенных горизонтах для каждого профиля сформированного массива данных рассчитывали запасы органического углерода в слоях почвы мощностью 0–30, 0–50 и 0–100 см, включая подстилку, также оценивали запасы углерода раздельно в органогенной и минеральной толщах профилей.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Запасы углерода в автоморфных и полугидроморфных почвах лесных экосистем в слоях 0–30, 0–50, 0–100 см

Запасы углерода в почвах принято рассчитывать для слоев различной мощности в зависимости от целей исследования. Для обобщенных оценок обычно выбирают метровую толщу, поскольку в большинстве почв в ней сосредоточены основные запасы органического углерода, и она является зоной, активно участвующей в современном биологическом круговороте элементов. При агрохимических обследованиях и мониторинге земель сельскохозяйственного назначения в большинстве случаев ограничиваются пахотным слоем почвы мощностью 20–30 см. Слой 0–30 см предложен в качестве целевого при реализации проекта ФАО ООН Всемирная карта запасов органического углерода в почве (GSOC-17) [33]. Расчеты для слоя 0–50 см почвы часто используются в региональных оценках и исследованиях динамики запасов углерода при смене характера землепользования. Поэтому в качестве расчетных нами были выбраны слои мощностью 30, 50 и 100 см.

Запасы углерода в почвах таежных лесов характеризуются высокой пространственной изменчивостью, максимальные значения могут превышать минимальные в 20 раз. Диапазон изменений и межквартильный размах в полугидроморфных почвах значительно выше, чем в автоморфных (рис. 1). О значительно более высокой пространственной вариабельности запасов углерода в полугидроморфных почвах свидетельствуют большие в 4 раза значения стандартных отклонений и большие величины коэффициентов вариации. В автоморфных почвах для слоев разной мощности они равны 45–53%, а в полугидроморфных возрастают до 67–73% (табл. 4).

Полученные данные свидетельствуют о правосторонней асимметрии распределений запасов органического углерода во всех рассматриваемых слоях почв мощностью 30, 50 и 100 см. Как в слу-

Таблица 4. Описательная статистика распределения запасов углерода в автоморфных и полугидроморфных лесных почвах европейской территории России (включая подстилку), т С/га

Показатель	Автоморфные почвы (n = 201)			Полугидроморфные почвы (n = 88)		
	слой, см					
	0–30	0–50	0–100	0–30	0–50	0–100
Среднее	33.9	41.9	55.0	108.1	125.9	143.8
Медиана	30.7	38.2	51.1	93.9	104.7	116.8
Минимум	6.6	9.1	13.4	12.7	18.4	26.9
Максимум	120.2	158.2	180.4	290.5	401.0	479.1
Нижний квартиль	21.1	26.6	39.4	39.7	49.7	62.8
Верхний квартиль	43.3	52.5	67.8	166.2	187.8	203.5
Стандартное отклонение	18.1	21.9	24.9	78.3	91.8	96.6
Коэффициент вариации, %	53.4	52.3	45.3	72.4	72.9	67.1

чае автоморфных, так и полугидроморфных почв медианы меньше среднего. Все коэффициенты асимметрии статистически значимы. Для распределений автоморфных почв коэффициенты асимметрии (1.45–1.85) больше, чем для полугидроморфных (0.67–1.00).

Величина средних запасов органического углерода в полугидроморфных почвах приблизительно в 3 раза выше, чем автоморфных (рис. 2). Различия уменьшаются с увеличением мощности сравниваемых слоев от 3.2 для слоя 0–30 см до 2.6 для метровой толщи. Это связано с тем, что большая часть пула органического углерода в изучаемых почвах сосредоточена в верхнем слое 0–30 см, на долю которого в полугидроморфных почвах приходится 75% общего запаса, а в автоморфных только 60%.

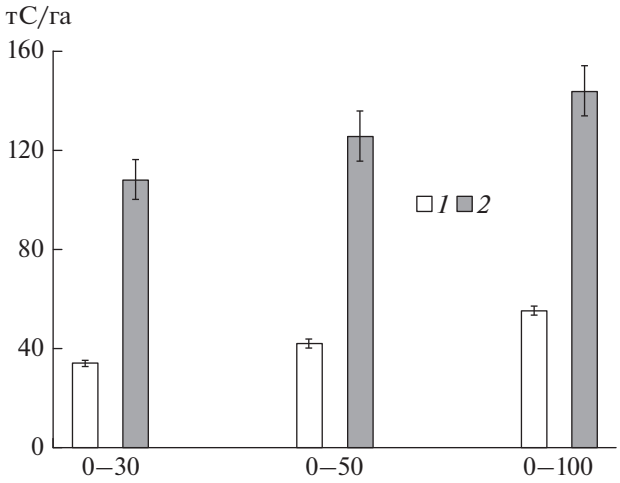

Рис. 2. Средние запасы углерода в слоях разной мощности автоморфных (*1*) и полугидроморфных (*2*) почв лесной зоны европейской территории России с учетом подстилки. Планки погрешности отображают ошибку среднего.

Структура запасов органического углерода в автоморфных и полугидроморфных лесных почвах

В лесных почвах значительная часть органического углерода сосредоточена в подстилке и других органогенных горизонтах, различающихся по составу и степени разложения растительных остатков. Запасы углерода в них повышаются с возрастанием степени гидроморфизма [2], однако конкретные величины определяются генезисом почв и местными условиями: гидротермическими, богатством почвообразующих пород, типом, возрастом и степенью нарушения растительных ассоциаций [1, 2, 19, 22].

По полученным данным средние запасы углерода в органогенных горизонтах автоморфных почв лесов составляют около 10 ± 0.8 т С/га, увеличиваясь в полугидроморфных до 73 ± 8.2 т С/га (рис. 3).

Сравнение запасов углерода в подстилках автоморфных и полугидроморфных почв показало, что при незначительном различии их мощностей (соответственно 4.4 ± 0.2 и 4.6 ± 0.3 см), запасы углерода различаются почти в два раза (10.1 ± 0.8 и 18.5 ± 3.4 т/га). Большие различия в запасах углерода в органогенном слое автоморфных и полугидроморфных почв связаны со значительным накоплением углерода в перегнойных, торфянистых и торфяных горизонтах. Согласно нашим оценкам, общая мощность таких горизонтов в полугидроморфных почвах изменяется от 3 до 35 см (среднее 14.5 ± 1.1), а запасы углерода в них варьируют от 18 до 290 т/га.

Структура запасов углерода в автоморфных и полугидроморфных почвах заметно различается. Так, в автоморфных условиях доля подстилки в общих запасах органического углерода слоя почв 0–30 см может достигать 30%, снижаясь в слое 0–50 см до 24% и до 18% в слое 0–100 см. В органогенных горизонтах почв с дополнительным увлаж-

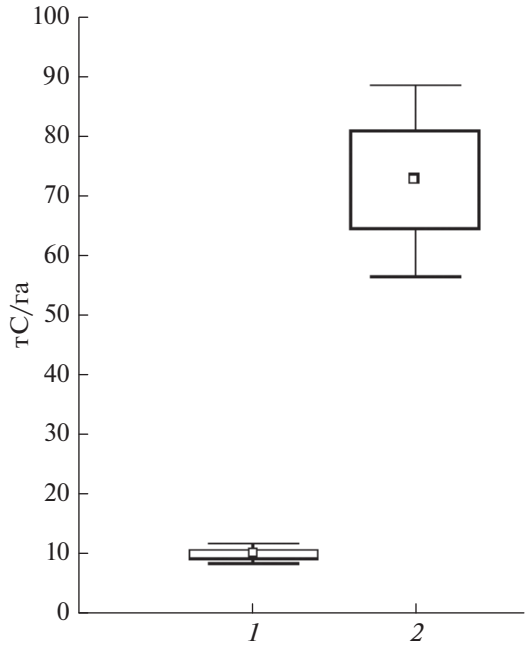

Рис. 3. Запасы углерода в органогенном слое автоморфных (*1*) и полугидроморфных (*2*) лесных почв европейской территории России: *а* – среднее, *б* – ошибка среднего, *в* – доверительный интервал среднего.

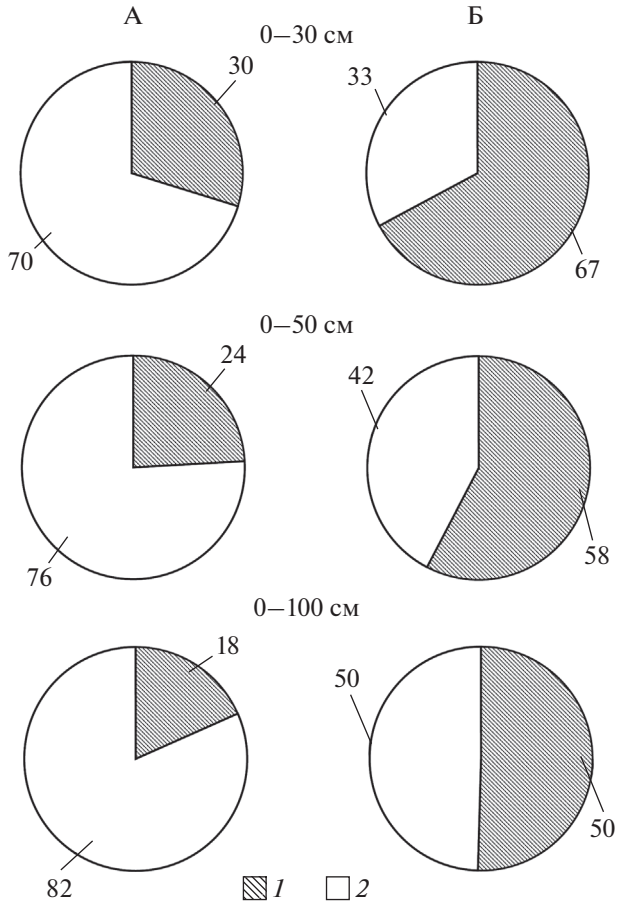

Рис. 4. Структура запасов органического углерода в слоях разной мощности автоморфных (А) и полугидроморфных (Б) почв лесной зоны европейской территории России, %. Горизонты: *1* – органогенные, *2* – минеральные.

нением сосредоточена большая часть углерода: около 67, 58 и 50% от общего его запаса в 30-, 50- и 100-сантиметровых слоях почвы соответственно (рис. 4).

Чтобы определить качество оценок запасов углерода в почвах лесных территорий на основе расчетов с использованием полученных средних значений для автоморфных и полугидроморфных почв проведено их сравнение с величинами запасов органического углерода в почвах ландшафтов Карелии. Эти величины получены Бахмет [2] по большому количеству данных о запасах углерода в автоморфных, полугидроморфных и гидроморфных почвах и занятых ими площадях в конкретных типичных для этого региона ландшафтах.

Проведены расчеты для трех следующих типичных ландшафтов Карелии: L1 – озерных и озерно-ледниковых сильнозаболоченных равнин с преобладанием сосновых местообитаний, L2 – денудационно-тектонических с комплексами ледниковых образований холмисто-грядовых средне заболоченных с преобладанием сосновых местообитаний, L3 – скальных слабозаболоченных с преобладанием сосновых местообитаний. При этом использованы сведения о структуре почвенного покрова этих ландшафтов [2]. Средние значения запасов углерода в слое 0–50 см автоморфных почв и полугидроморфных почв (табл. 4). Для гидроморфных почв средняя величина запаса углерода в этом слое определена по литературным данным [2, 5, 8]. Результаты сравнения (табл. 5) свидетельствуют о хорошем согласии оценок общих запасов органического вещества в почвах ландшафтов Карелии по полученным нами средним значениям с данными на основе специально проведенных в этом регионе полевых исследований. Относительная ошибка расчетной оценки составляет 3–14%.

Также хорошо согласуются оценки вклада автоморфных, полугидроморфных и гидроморфных почв в общие запасы почвенного углерода типичных ландшафтов Карелии (рис. 5).

Таким образом, если отсутствуют данные о запасах углерода в полугидроморфных почвах или их очень мало, то при получении региональных оценок первого приближения для лесной зоны европейской территории России допустимо использовать приведенные в табл. 4 средние значения.

Так как во многих случаях из-за недостатка данных не принимают во внимание разницу в запасах углерода в полугидроморфных и автоморф-

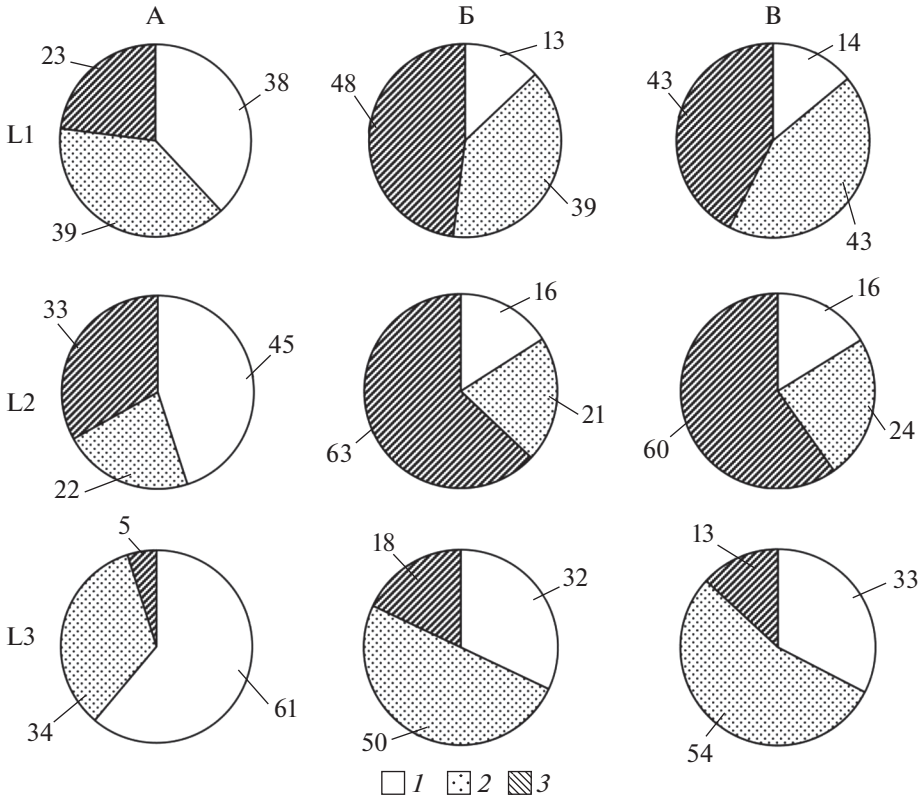

Рис. 5. Вклад автоморфных (*1*), полугидроморфных (*2*) и гидроморфных (*3*) почв в общие запасы почвенного углерода типичных ландшафтов Карелии, %. А – площади почв. Вклад почв с разной степенью увлажнения в общие запасы почвенного углерода (%) в слое 0–50 см: Б – оценки Бахмет [2], В – расчет по средним значениям. Ландшафты: L1, L2, L3 см. табл. 5.

ных почвах и учитывают его запасы только в преобладающих по площади автоморфных почвах и гидроморфных почвах болот важно определить величину возникающей при этом недооценки запасов органического углерода в почвах региона.

Проведенные расчеты показали, что в масштабе ландшафтов недооценка запасов органического углерода почв составляет 10–40% (табл. 6). Ее величина определяется соотношением площадей, занимаемых почвами разной степени увлажнения и мощностью рассматриваемой почвенной толщи. Относительная величина недооценки уменьшаются с увеличением мощности от 30 до 100 см, что обусловлено снижением различий в запасах

Таблица 5. Запасы органического углерода в слое почвы 0–50 см в ландшафтах Карелии

Ландшафт	Площадь, тыс. га	Общий запас органического углерода, тыс. т*		Относительная ошибка, %
	по [2]		расчет по средним значениям	
L1 – озерных и озерно-ледниковых сильнозаболоченных равнин	447.2	52361	50662	3
L2 – денудационно-тектонические с комплексами ледниковых образований холмисто-грядовых среднезаболоченных	687.0	92705	79577	14
L3 – скальные слабозаболоченные	54.8	3975	4311	8

* В работе Бахмет [2] приведены запасы органического вещества. Коэффициент пересчета органического вещества в органический углерод принят равным 0.55. Учитывали различия в содержании углерода в органическом веществе подстилки, гумусовых, торфяных и перегнойных горизонтов, образующих толщу почвы 50 см.

Таблица 6. Недооценка запасов органического углерода в почвах региона в расчетах без учета вклада полугидроморфных почв на примере Карелии

Ландшафт/регион	Состав почвенного покрова, %			Недооценка запасов углерода, %		
	автоморфные почвы	полугидроморфные почвы	гидроморфные почвы	0–30 см	0–50 см	0–100 см
L1 – озерных и озерно-ледниковых сильнозаболоченных равнин	38	39	23	34	29	20
L2 – денудационно-тектонический с комплексами ледниковых образований холмисто-грядовый среднезаболоченный	45	22	33	20	16	10
L3 – скальный слабозаболоченный	61	34	5	40	36	29
Вся территория Карелии	68	18	14	22	19	13

углерода автоморфных и полугидроморфных почв с увеличением мощности почвенного слоя. Недооценка запасов органического углерода для всей территории республики Карелия при определении структуры почвенного покрова на основе [12] составляет для слоев почвы 30, 50 и 100 см соответственно 22, 19 и 13%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам сравнения методов расчета плотности почв на основании доступной информации установлено, что наиболее точные оценки для минеральных горизонтов лесных почв европейской территории России могут быть получены путем использования ПТФ, предложенной Честных и Замолодчиковым [20].

Анализ массива данных, характеризующих 289 профилей почв лесной зоны европейской территории России, показал, что запасы органического углерода (с учетом подстилки) в полугидроморфных почвах в среднем примерно в 3 раза выше, чем в автоморфных. С увеличением мощности рассматриваемого почвенного слоя различия уменьшаются. Это связано с тем, что в изучаемых почвах большая часть пула органического углерода сосредоточена в верхнем слое 0–30 см, на долю которого в полугидроморфных почвах приходится 75% от общего запаса, а в автоморфных только 60%.

Больше половины запаса органического углерода лесных полугидроморфных почв сосредоточено в органогенном слое. Его доля составляет 67, 58 и 50% соответственно в слоях 0–30, 0–50 и 0–100 см. Тогда как в автоморфных почвах на долю подстилки приходится в среднем только 30% от общего запаса С в слое 0–30 см, а в слоях 0–50 и 0–100 см она уменьшается соответственно до 24 и 18%.

В тех случаях, когда при определении запасов углерода в регионах лесной зоны европейской территории России из-за недостатка данных опираются только на величину запасов углерода в преобладающих по площади автоморфных почвах с учетом гидроморфных почв болот, а вкладом полугидроморфных почв пренебрегают возможна недооценка запасов органического углерода в почвах региона. Проведенные расчеты на примере Карелии показали, что в масштабе ландшафтов недооценка запасов органического углерода почв составляет 10–40%. Ее величина определяется соотношением площадей, занимаемых почвами разной степени увлажнения и мощностью рассматриваемой почвенной толщи.

Недооценка запасов органического углерода для всей территории республики Карелия составляет для слоев почвы 30, 50 и 100 см соответственно 22, 19 и 13%.

Проведенное сравнение оценок запасов углерода в почвах лесных территорий на основе расчетов с использованием полученных нами средних значений с величинами, основанными на результатах детальных полевых исследований, свидетельствует об их хорошем согласии. Поэтому, на наш взгляд, при получении оценок запасов органического углерода в почвах регионов лесной зоны европейской территории России в первом приближении допустимо использовать полученные в настоящей работе средние значения запасов углерода в слоях 0–30, 0–50 и 0–100 см полугидроморфных почв.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бахмет О.Н.* Запасы углерода в почвах сосновых и еловых лесов Карелии // Лесоведение. 2018. № 1. С. 48–55.
2. *Бахмет О.Н.* Особенности органического вещества почв в лесных ландшафтах Карелии // Лесоведение. 2012. № 2. С. 19–27.
3. Биологические исследования в широколиственно-еловых лесах. М.: Наука, 1971. 224 с.
4. *Васенев И.И., Таргульян В.О.* Ветровал и таежное почвообразование. М.: Наука, 1995. 247 с.
5. *Вомперский С.Э., Иванов А.И., Цыганова О.П., Валяева Н.А., Глухова Т.В., Дубинин А.И., Глухов А.И., Маркелова Л.Г.* Заболоченные органогенные почвы и болота России и запас углерода в их торфах // Почвоведение. 1994. № 12. С. 17–25.
6. *Головенко С.В., Лазукова Г.Г., Шуйцев Ю.К.* Уровни продуктивности коренных сообществ северной части Валдайской возвышенности // Почвы и продуктивность растительных сообществ. 1976. Вып. 3. С. 73–96.
7. *Зайдельман Ф.Р.* Минеральные и торфяные почвы полесских ландшафтов: Генезис, гидрология, агроэкология, мелиорация, защита от пожаров торфяников и лесов, рекультивация. М.: КРАСАНД, 2013. 440 с.
8. *Инишева Л.И., Сергеева М.А., Смирнова О.Н.* Депонирование и эмиссия углерода болотами Западной Сибири // Научный диалог. 2012. Вып. № 7. Естествознание и экология. С. 61–74.
9. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
10. *Носова Л.М., Гельцер Ю.Г., Раськова Н.В., Корганова Г.А., Шапеченкова В.А.* Биологическая активность почв лесных и луговых биогеоценозов Подмосковья // Комплексные биогеоценологические исследования в лесах Подмосковья. 1982. С. 129–144.
11. *Осипов А.Ф., Кузнецов М.А.* Содержание органического углерода в болотно-подзолистых почвах хвойных лесов средней тайги европейского Северо-Востока России // Лесоведение. 2010. № 6. С. 65–70.
12. Почвенная карта РСФСР / Под ред. Фридланда В.М. М-б 1 : 2500000. М.: ГУГК, 1988 (скорректированная цифровая версия, 2007).
13. Регуляторная роль почвы в функционировании таежных экосистем. М.: Наука, 2002. 363 с.
14. *Рожков В.А., Вагнер В.В., Когут Б.М., Конюшков Д.Е., Шеремет Б.В.* Запасы органических и минеральных форм углерода в почвах России // Углерод в биогеоценозах: Чтения памяти акад. В.Н. Сукачева, XV. М.: Наука, 1997. С. 5–58.
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.
16. *Рыжова И.М., Подвезенная М.А.* Запасы гумуса в автономных почвах природных экосистем Восточной-Европейской равнины и их чувствительность к изменениям параметров круговорота углерода // Почвоведение. 2003. № 9. С. 1043–1049.
17. *Рыжова И.М., Подвезенная М.А.* Теоретическая и экспериментальная оценка запасов гумуса в автономных почвах природных экосистем Восточно-Европейской равнины // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 2001. № 3. С. 33–38.
18. *Скляров Г.А., Шарова А.С.* Почвы лесов европейского севера. М.: Наука, 1970. 272 с.
19. Углерод в экосистемах лесов и болот России / Под ред. Алексеева В.А., Бердси Р.А. Красноярск, 1994. 224 с.
20. *Честных О.В., Замолодчиков Д.Г.* Зависимость плотности почвенных горизонтов от глубины их залегания и содержания гумуса // Почвоведение. 2004. № 8. С. 937–944.
21. *Честных О.В., Замолодчиков Д.Г., Уткин А.И., Коровин Г.Н.* Распределение запасов органического углерода в почвах лесов России // Лесоведение. 1999. № 2. С. 13–21.
22. *Щепащенко Д.Г., Мухортова Л.В., Швиденко А.З., Ведрова Э.Ф.* Запасы органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2013. № 2. С. 123–132.
23. *Abdelbaki A.M.* Evaluation of pedotransfer functions for predicting soil bulk density for U.S. soils // Ain Shams Engineering J. 2016. https://doi.org/10.1016/j.asej.2016.12.002
24. *Benites V.M., Machado P.L.O.A., Fidalgo E.C.C., Coelho M.R., Madari B.E.* Pedotransfer functions for estimating soil bulk density from existing soil survey reports in Brazil // Geoderma.2007. V. 139. № 1–2. P. 90–97.
25. *Boschi R.S., Bocca F., Lopes-Assad M., Assad E.D.* How accurate are pedotransfer functions for bulk density for Brazilian soils? // Sci. Agric. 2018. V. 75. № 1. P. 70–78.
26. *Hollis J.M., Hannam J., Bellamy P.H.* Empirically-derived pedotransfer functions for predicting bulk density in European soils // Eur. J. Soil Sci. 2012. V. 63. P. 96–109.
27. *Jalabert S.S.M., Martin M.P., Renaud J.P., Boulonne L., Jolivet C., Montanarella L., Arrouays D.* Estimating forest soil bulk density using boosted regression modeling // Soil Use and Management. 2010. V. 26. P. 516–528.
28. *Manrique L.A., Jones C.A.* Bulk density of soils in relation to soil physical and chemical properties // Soil Sci. So. Am. J. 1991. V. 55. P. 476–481.
29. *Meersmans J., De Ridder F., Canters F., De Baets S., Van Molle M.* A multiple regression approach to assess the spatial distribution of Soil Organic Carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium) // Geoderma. 2008. V. 143. P. 1–13.
30. *Nanko K., Ugawa S., Hashimoto S., Imaya A., Kobayashi M., Sakai H., Ishizuka S., Miura S., Tanaka N., Takahashi M., Kaneko S.* A pedotransfer function for estimating bulk density of forest soil in Japan affected by volcanic ash // Geoderma. 2014. V. 213. P. 36–45.
31. *Rodriguez-Lado L., Rial M., Taboada T., Cortizas A.* A pedotransfer function to map soil bulk density from limited data// Procedia Environmental Sciences. 2015. V. 27. P. 45–48.
32. *Sequeira Cleiton H., Wills Skye A., Seybold Cathy A., West Larry T.* Predicting soil bulk density for incomplete databases // Papers in Natural Resources. 2014. Paper 397. http://digitalcommons.unl.edu/natrespapers/397

33. Soil Organic Carbon: the hidden potential // Food and Agriculture Organization of the United Nations Rome. Italy. FAO. 2017. 77 p. http://www.fao.org/documents/card/en/c/ed16dbf7-b777-4d07-8790–798604fd490a/
34. *Stolbovoi V.* Carbon in Russian soils // Climatic Change. 2002. V. 55. P. 131–156.
35. *Thompson J.A., Kolka R.K.* Soil Carbon Storage Estimation in a Forested Watershed using Quantitative Soil-Landscape Modeling // Soil Sci. Soc. Am. J. 2005. V. 69. P. 1086–1093.
36. *Tranter G., Minasny B., McBratney A.B., Murphy B., McKenzie N.J., Grundy M., Brough D.* Building and testing conceptual and empirical models for predicting soil bulk density // Soil Use Management. 2007. V. 23. P. 437–443.
37. *Xu L., He N., Yu G.* Methods of evaluating soil bulk density: Impact on estimating large scale soil organic carbon storage // Catena. 2016. V. 144. P. 94–101.
38. *Xu L., He N.P., Yu G.R., Wen D., Gao Y., He H.L.* Differences in pedo-transfer functions of bulk density lead to high uncertainty in soil organic carbon estimation at regional scales: evidence from Chinese terrestrial ecosystems // J. Geophys. Res.: Biogeosci. 2015. V. 120. P. 1567–1575.

Assessment of Organic Carbon Pools in Forest Soils on a Regional Scale

O. V. Chernova[1, *], I. M. Ryzhova[2], and M. A. Podvezennaya[2]

[1]*Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119071 Russia*
[2]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*
**e-mail: ovcher@mail.ru*

Results of the comparison of organic carbon pools in the automorphic and semihydromorphic forest soils are discussed. The database includes information on 289 soil profiles in the forest zone of European Russia. On the average, the total organic carbon pool (including forest litter) in semihydromorphic soils is three times higher than that in in automorphic soils. The difference decreases with an increase in the thickness of the considered soil layer from 3.2 times for the layer of 0–30 cm to 2.6 times for the layer of 0–100 cm. The greatest difference of carbon stocks is noted for the organic horizons; in semihydromorphic soils, the carbon storage in them averages 73 ± 8.2 t C/ha; in automorphic soils, it is seven times smaller. The neglect of the contribution of semihydromorphic soils results in underestimation of the total soil organic carbon pool of the region. The degree of underestimation depends on the soil cover pattern of particular areas and on the thickness of the considered soil layer. Calculations made for Karelia show that the underestimation of organic carbon stocks in various landscapes ranges from 10 to 40%. For the total area of this republic, it is estimated at 22, 19, and 13% for the soil layers of 0–30, 0–50, and 0–100 cm, respectively. A comparative analysis of known pedotransfer functions for calculating soil bulk density shows that the best results (RMSE = 0.15; $R^2 = 0.36$) for mineral horizons of forest soils in European Russia are provided by the pedotransfer function suggested by O.V. Chestnykh and D.G. Zamolodchikov.

Keywords: semi-hydromorphic soils, regional scale, soil bulk density, pedotransfer functions

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 351–357

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.43

АГРЕГАТООБРАЗОВАНИЕ В КАОЛИНИТОВОЙ СУСПЕНЗИИ ПРИ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКОЙ МОДИФИКАЦИИ ПОВЕРХНОСТИ ГЛИНЫ

© 2020 г. Е. В. Шеин[a, b, *], Н. В. Верховцева[a], Г. С. Быкова[a], Е. Б. Пашкевич[a]

[a]МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 12, Москва, 119991 Россия

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

*e-mail: evgeny.shein@gmail.com

Поступила в редакцию 02.04.2019 г.
После доработки 29.07.2019 г.
Принята к публикации 20.10.2019 г.

Для доказательства агрегатообразующей роли микроорганизмов, модифицирующих гидрофильную поверхность минералов, в модельном эксперименте в стерильную жидкую среду вводили полученных смывом с речного песка микроорганизмов *Bacillus velezensis* и каолинит, в котором ион K (до 1%) был представлен в сорбированном состоянии и в примесях. В динамике в течение двух месяцев отмечалось увеличение содержание белка, углерода и азота, а также достижение величины соотношения C : N, близкого к 5. Предполагается, что микроорганизмы, потребляя необходимый для жизнедеятельности ион калия, образуют белковые соединения в виде специфических выделений гликопептидной и полисахаридной природы. Эти соединения гидрофобизировали поверхность минералов (краевой угол смачивания возрастал от 20° до 40°), а также изменяли удельную поверхность и увеличивали долю микроагрегатных фракций (50–250 и 250–500 мкм) на 5.4 и 1.5%. Инкубация штаммом *B. velezensis* вела к гидрофобизации поверхности образца каолинита по сравнению с контрольными, что может быть связано с амфифильным характером продуктов жизнедеятельности микроорганизмов. В свою очередь, гидрофобизация минеральной поверхности приводила к образованию связей гидрофобного взаимодействия между частицами минерала, тем самым формируя органо-минеральные микроагрегаты.

Ключевые слова: микроагрегаты, каолинит, краевой угол смачивания, *Bacillus velezensis*, гидрофобность, гранулометрический состав

DOI: 10.31857/S0032180X20030077

ВВЕДЕНИЕ

Агрофизические свойства пахотных почв в виде агрегатного состава и устойчивости агрегатов – ключевой фактор их функционирования, способности обеспечивать жизнедеятельность растений и животных, регулирования водного, воздушного и теплового режимов почвы. Оптимальные агрофизические свойства определяют доступность питательных веществ для растений, скорость подтока влаги и питательных веществ к их корням, формируя диапазоны доступной влаги, температуры и воздухосодержания [1, 6, 10].

Остается слабоизученной проблема оптимизации агрофизических свойств и режимов почвы микробиологическим путем, т.е. роли представителей почвенной микробиоты в создании почвенных агрегатов, прежде всего, в модификации органическим веществом минеральной поверхности твердой фазы. К настоящему времени значение органического вещества в образовании агрономически ценной структуры общепринято. Как правило, указывают на агрегирующее значение гуминовых кислот, насыщенных Ca. Подчеркивается роль полисахаридов, увеличения активности дегидрогеназы для формирования устойчивой структуры [13, 16, 19, 22]. Разнообразные исследования водоустойчивости почвенных агрегатов показывают, что это свойство обеспечивается формированием гидрофобно-гидрофильной поверхности твердой фазы почвы [19].

Предложена гипотеза, связывающая образование устойчивой агрегатной структуры почв с особым свойством почвенного органического вещества. Гипотеза основана на амфифильных свойствах почвенного органического вещества, гидрофильные компоненты которого в водной среде формируют связь с минеральными частицами, а гидрофобные – друг с другом, создавая водоустойчивый органо-минеральный агрегат [19, 21].

По указанной гипотезе гидрофобные структурообразующие компоненты формируются почвенной микробиотой, локализуются в микроагрегатах, которые, в свою очередь, образуют устойчивые к механическим и водным воздействиям агрегаты.

Эта гипотеза дополнена данными о значении гиф грибов в первичном (сначала механическом, а затем и биохимическом) формировании агрегатов, а также о пространственном распределении микробиоты в агрегате, где создаются условия квазианаэробиоза за счет увеличения длительности увлажнения, снижения "разрывного" действия защемленного воздуха [17, 18], что в итоге приводит к преимущественному формированию гидрофобных компонентов и органо-минеральных взаимодействий, служащих основами структуры органо-минерального образования в виде устойчивого агрегата [8, 9, 14, 15, 18–22].

Несмотря на кардинальное значение структурообразования, остаются до конца не разрешенным ряд вопросов, связанных с прямыми доказательствами формирования микробиотой гидрофобных структурообразующих компонентов органического вещества: (1) как во времени происходит процесс образования микробиотой органических веществ; (2) имеет ли этот процесс стадийный характер, можно ли выделить ключевые этапы создания микробиотой органических, "склеивающих" элементарные почвенные частицы веществ; (3) возможны ли прямые доказательства формирования микроагрегатов из элементарных почвенных частиц и их физических проявлений на определенных стадиях процесса формирования органических специфических веществ и, соответственно, образования микроагрегатов (или проагрегатов)? На все эти вопросы может ответить только прямой эксперимент по изучению процесса жизнедеятельности определенной группы микроорганизмов в суспензии из элементарных минеральных почвенных частиц и появления структурных формирований за счет органических продуктов жизнедеятельности почвенной микробиоты.

Цель работы: в модельных экспериментах показать возможность агрегатообразования за счет модификации поверхности минерала (каолинит) бактериями *Bacillus velezensis*. Задачи: (1) в модельном эксперименте с суспензией каолинита, засеянной бактериями, в динамике определить микробиологическую активность бактерий; (2) исследовать динамику краевого угла смачивания и удельной поверхности каолинита в модельном эксперименте; (3) исследовать формирование микроагрегатов (проагрегатов) в модельной суспензии методами лазерной дифрактометрии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для получения биомассы чистую культуру *Bacillus velezensis*, выделенную с поверхности речного песка, в течение 3–5 дней культивировали на твердой питательной среде NA (Nutrient agar, фирма Himedia): пептический перевар животной ткани – 5 г/л; натрия хлорид – 5 г/л; мясной экстракт – 1.5 г/л; дрожжевой экстракт – 1.5 г/л; агар-агар – 15 г/л в термостате при температуре 28°C. Колонии смывали стерильным физраствором в колбу с жидкой питательной средой. Полученную суспензию в концентрации 10^7 кл/мл использовали для модельного эксперимента по выяснению влияния микроорганизмов на свойства поверхности глинистых минералов.

В ходе модельного эксперимента в течение двух месяцев культивировали микроорганизмы в жидкой среде для силикатных бактерий (сахароза – 0.75 г/л; $(NH_4)_2SO_4$ – 0.15 г/л; Na_2HPO_4 – 0.30 г/л; $MgSO_4$ – 0.075 г/л; $FeCl_3$ – следы; минерал (каолинит) – 5 г/л) [5]. Состав среды подбирали таким образом, чтобы единственным труднодоступным источником калия в ней был ион K из глинистого минерала. Для этого использовали каолинит Еленинского месторождение в Челябинской области, в котором по химическому составу K_2O содержалось менее 1%. В целом, состав используемого образца каолина (в мас. %): SiO_2 не менее 46.3%, Al_2O_3 не менее 36.3, Fe_2O_3 не более 1, TiO_2 не более 0.8, CaO не более 0.4, MgO не более 0.3, K_2O менее 1%, Na_2O не более 0.2, SO_3 не более 0.15%. Кроме того, используемый минерал содержал примеси минералов в виде кварца (до 9%), полевого шпата (до 1%), галлуазита (до 2%), до 1% гидрослюд и следы серицита. Рабочая гипотеза эксперимента заключалась в том, что, извлекая калий из природного образца каолинита с указанными примесями, микроорганизмы будут изменять поверхность минералов, а продукты их метаболизма в виде новообразованных органических веществ будут модифицировать их поверхность.

Для проверки этой гипотезы в колбы объемом 1 л помещали навеску образца каолинита с минеральными примесями, содержащими калий (соответственно со средой [5] 2.4 г), и заливали по 400 мл среды. Часть из них (6 шт.) снабжали устройством для стерильного отбора проб [2], оставшиеся 48 сосудов автоклавировали в течение 30 мин при давлении 1 атм.

Половину всего количества колб засевали 4 мл микробной взвеси с концентрацией 2.7×10^7 КОЕ/мл. Незасеянные колбы служили контролем. После посева все колбы инкубировали при 27°C. Содержимое перемешивали раз в сутки. Сразу после посева отбирали пробы на определение белка (3 мл суспензии) и калия (10 мл). В дальнейшем такие пробы отбирали первые сутки 2–3 ра-

за, далее – раз в сутки. Отобранные жидкие образцы замораживали для дальнейшего анализа. После окончания культивирования, когда были собраны все образцы, их размораживали и центрифугировали. Надосадочную жидкость отфильтровывали шприцевым фильтром с диаметром пор 22 нм для удаления клеток. В полученных образцах определяли содержание калия методом пламенной фотометрии (фирма BEKIFP64 Flame Photometer) и содержание белка – фотометрически (КФК-3-01 ЗОМЗ) с окрашиванием по Лоури [4].

Колбы, не оснащенные системами стерильного отбора проб, предназначались для анализа физических свойств поверхности твердой фазы минерала. Через 10, 23, 39, 42, 52, 63 суток часть из них выводили из эксперимента, их содержимое отмывали водой, надосадочную жидкость сливали, остатки выпаривали на песчаной бане при 60–80°С для получения твердой фазы для дальнейшего исследования. Высушенный минерал пропускали через сито с отверстиями диаметром 1 мм.

В опытных и контрольных вариантах определяли гранулометрический и микроагрегатный составы методом лазерной дифракции [11], удельную поверхность методом тепловой десорбции газов (азота) на приборе Сорбтометр-М (ЗАО “Катакон”, Новосибирск) [11]. Измерение краевых углов смачивания (КУС) производили с помощью метода “сидячей” капли на цифровом гониометре Drop Shape Analysis System – DSA100 (KRÜSS, Германия) [11, 12]. В качестве тестирующей жидкости использовали дистиллированную воду, подаваемую на поверхность подготовленных образцов каплями, объемом 1.5 мкл. Для проведения анализа на предметное стекло наносили капли почвенных суспензий (1 мас. %), подсушивали при комнатной температуре до испарения жидкости, а затем в сушильном шкафу при 105°С в течение 6 ч [21].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Динамику роста культуры *B. velezensis* в опытных и контрольных вариантах оценивали по накоплению белка. Питательную среду для культивации микроорганизмов подбирали таким образом, чтобы единственным источником калия для микроорганизмов был глинистый минерал. При постановке эксперимента предполагалось, что микроорганизмы начнут извлекать калий из минерала, переводя его в раствор. Содержание растворимого калия определяли в исследуемых суспензиях (рис. 1). Концентрация иона калия в контрольных суспензиях в течение всего эксперимента практически не изменялась, оставалась в два раза ниже, чем в суспензии, содержащей микроорганизмы (порядка 0.6 и 1.2 мг/л соответственно). По мере микробного роста содержание углерода в процессе инкубирования возрастало от следовых количеств до 1.6%. Аналогично увеличивалось содержание азота до 0.35%, что приводило к изменению отношения C : N в процессе эксперимента (рис. 2). К 20–60-м суткам инкубации это соотношение стабилизировалось (в пределах 5–8), что указывает на микробное происхождение углерода и азота в вариантах опыта [3].

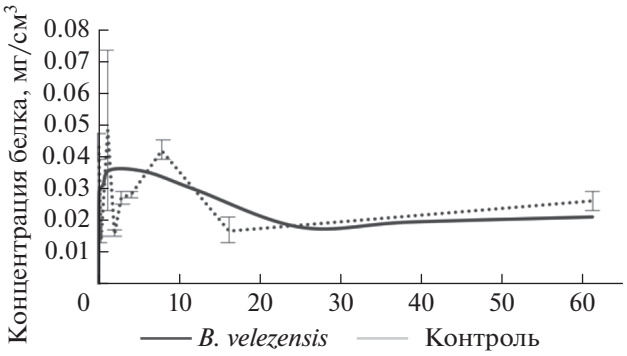

Рис. 1. Динамика содержания белка (мг/см^3), определенного по методу Лоури, в суспензии за время эксперимента (сплошная линия – линии тренда, пунктирная – экспериментальные данные).

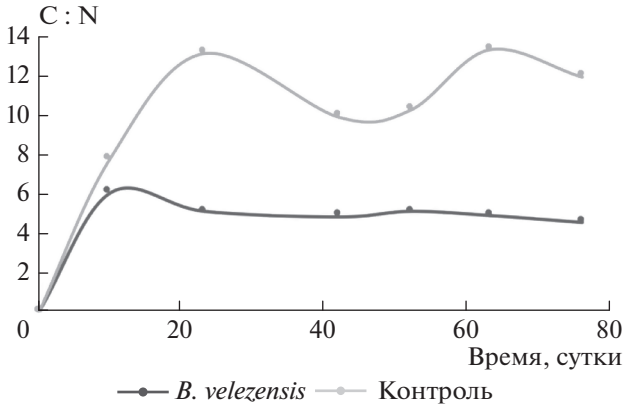

Рис. 2. Динамика соотношения C : N за время эксперимента.

В процессе своей жизнедеятельности микроорганизмы, с одной стороны, разрушали минерал, чтобы извлечь из него необходимые питательные элементы, а с другой – выделяли продукты метаболизма, чем изменяли свойства поверхности каолинита. Для оценки этих изменений определяли основные физические свойства исходного минерала при инкубации в присутствии микроорганизмов и в контрольных образцах.

Для всех образцов определяли краевые углы смачивания (**КУС**) методом статической “сидячей” капли. На рис. 3 представлены величины угла смачивания в момент времени, когда капля “сядет”, т.е. полностью соприкоснется с поверх-

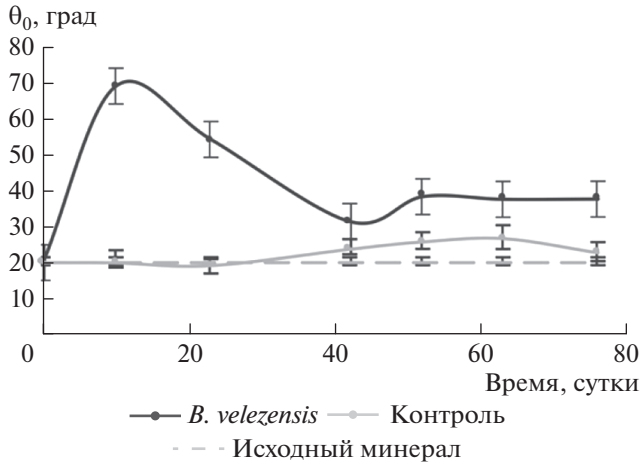

Рис. 3. Динамика краевого угла смачивания (θ_o, град) за время эксперимента. В точках указаны 25, 50 и 75-процентные квантили экспериментальных данных.

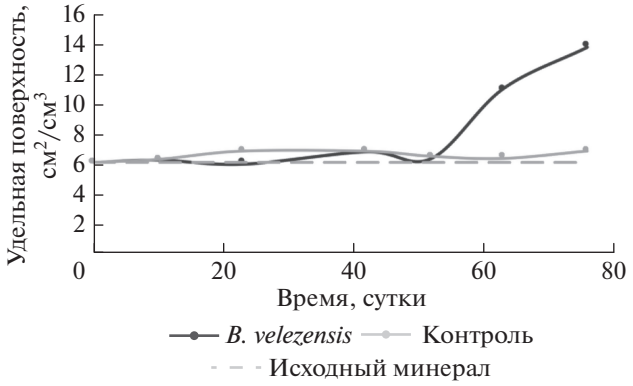

Рис. 4. Динамика удельной поверхности ($м^2/см^3$) минерала за время эксперимента (сутки).

ностью минерала, но еще не начнет впитываться в образец – θ_o. В образцах разного времени инкубации с чистой культурой *B. velezensis* КУС значимо выше (69°–35°), чем в исходном минерале (19.9°) и в контроле (19.9°–26°). Максимальная гидрофобность поверхности минерала наблюдалась на десятые сутки эксперимента, КУС равнялся 69°. Далее гидрофобность снижалась и к сороковому дню эксперимента достигала постоянного уровня порядка 35°.

Для характеристики КУС использовали метод изучения скорости впитывания капли – чем дольше капля остается на поверхности анализируемого образца, тем выше КУС. Эти исследования показали, что время впитывания образца каолинита к концу эксперимента достигало 1.3 с, а соответствующего контрольного образца и исходного каолинита – около 0.3 с. По этим данным рассчитывали КУС, они составляли соответственно 38°, 22° и 20°. Это указывает на почти двукратное увеличение КУС во время эксперимента за счет микробной деятельности. Инкубация штаммом *B. velezensis* во всех случаях вела к гидрофобизации поверхности по сравнению с контрольными образцами, что может быть связано с гидрофобным характером продуктов жизнедеятельности микроорганизмов. К концу эксперимента в образцах с бактериями происходило существенное увеличение содержания органического углерода. Обнаружена достоверная (при уровне значимости 0.01) корреляция между краевым углом смачивания и содержанием $C_{орг}$ – коэффициент ранговой корреляции Спирмена равен 0.78, тогда как критическое значение для этого уровня значимости составляет 0.70. На рис. 4 представлены результаты определения удельной поверхности образцов методом низкотемпературной адсорбции азота. Через два месяца инкубации произошел резкий рост удельной поверхности в образцах с микроорганизмами, и к концу эксперимента удельная поверхность модифицированных образцов достигала 14 $м^2/см^3$. Из экспериментальных исследований удельной поверхности известно, что это физическое свойство считается консервативным, меняется постепенно и в узком диапазоне. Обычно его преобразования связывают с изменением гранулометрического состава, содержания органического вещества, либо с изменением поверхности минералов. В данном случае, вероятно, произошло изменение поверхности минералов, прежде всего, за счет того, что бактерии потребляли ион K из примесей и, возможно, частично разрушая минеральную структуру каолинита. По-видимому, поверхность минерала при таком воздействии становилась более рыхлой, трещиноватой, с большим количеством каверн и чешуек. Отметим, что последующие эксперименты по анализу поверхности частиц с помощью сканирующей электронной микроскопии подтвердили это предположение.

Прямым доказательством формирования микроагрегатов (проагрегатов) было исследование гранулометрического и микроагрегатного составов. Для получения полной картины изменения гранулометрического состава суспензии и появления в ней микроагрегатов провели гранулометрический анализ суспензии на разных этапах возможного формирования микроагрегатов (или проагрегатов) каолинита с микроорганизмами. Все дифференциальные распределения гранулометрического и микроагрегатного составов имеют форму кривой с одним ярко выраженным пиком (рис. 5А). В гранулометрическом составе всех образцов преобладает фракция 10–50 мкм, на которую приходится порядка 60%. Также существенным было содержание фракций 5–10 и 1–5 мкм – 20 и 13% соответственно. В микроагрегатном составе также наблюдалось преобладание (более 60%) фракции 10–50 мкм, а содержание фракций

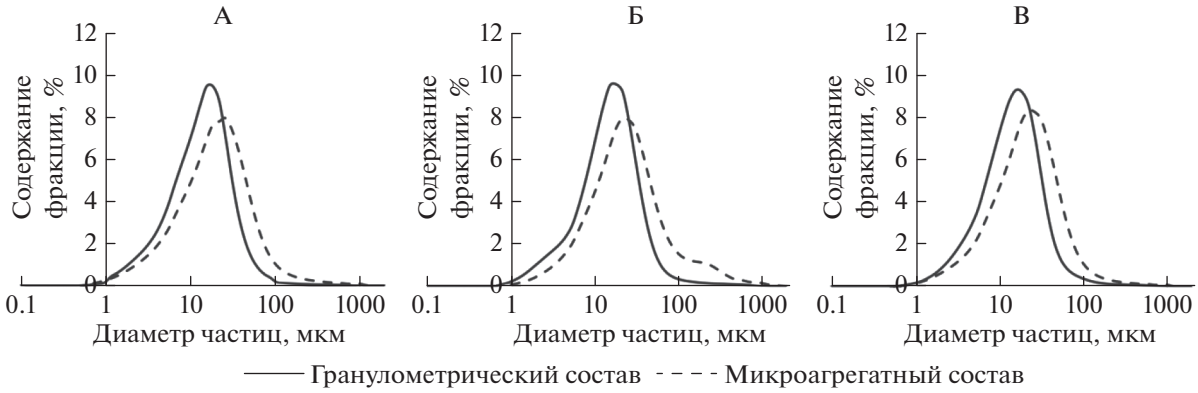

Рис. 5. Гранулометрический и микроагрегатный составы образцов каолинита к концу срока инкубации штаммом *B. velezensis* (Б), соответствующего контрольного образца (В) и исходного каолинита (А).

5–10 и 1–5 мкм снижалось в среднем на 5%, в то время как содержание фракций крупнее 50 мкм возрастало (содержание микроагрегатной фракции 50–250 мкм выше гранулометрической на 10%). По-видимому, в данном эксперименте был достигнут второй этап на пути агрегации частиц, определяющий связывание органо-минеральных ядер в микроагрегаты [7]. За время эксперимента происходило уменьшение содержания частиц диаметром 1–5 и 5–10 мкм с 11.1 до 7% и с 15.5 до 13.2% соответственно. В то же время наблюдалось увеличение количества агрегатов диаметром 50–250 и 250–500 мкм на 5.4 и 1.5%. В контрольных образцах за время инкубации не происходило значимых изменений. Содержание микроагрегатов размером от 30 до 2000 мкм к концу эксперимента увеличилось на 8% за счет более мелких фракций. Показатель, который рассчитывали как разность содержания фракций по результатам исследования микроагрегатного и гранулометрического состава образцов, приведен на рис. 6. Отрицательная разница указывает на количество илистых частиц, задействованных в образовании микроагрегатов. Переход значений Δ в положительную область свидетельствует о преобладании в указанном диапазоне размеров частиц микроагрегатных фракций над гранулометрическими, характеризует область устойчивых микроагрегатов. К концу срока инкубации произошло увеличение содержания устойчивых микроагрегатов на 6.5% в основном за счет частиц диаметром от 50 до 400 мкм.

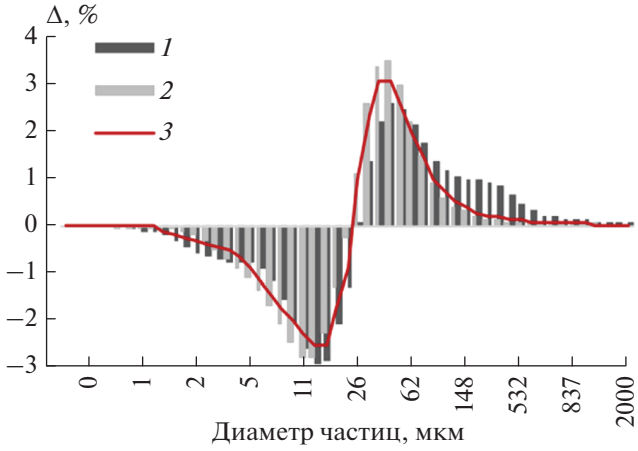

Рис. 6. Разница между содержанием частиц в микроагрегатном и гранулометрическом составах (Δ, %) в образцах каолинита при инкубации с микроорганизмами к концу срока инкубации штаммом *B. velezensis* (*1*), соответствующего контрольного образца (*2*) и исходного каолинита (*3*).

Таким образом, микробиологическая активность приводила к уменьшению содержания частиц размерами от 0.5 до 20 мкм (илистых частиц), которые приняли участие в формировании укрупненных частиц (проагрегатов) размерами от 20 до 100 мкм. По результатам проведенного модельного эксперимента можно оценить формирование микроагрегатов (проагрегатов) более крупного диаметра из исходного глинистого материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного модельного эксперимента с суспензией каолинита в присутствии культуры *B. velezensis* в течение двух месяцев обнаружено увеличение содержания белка, углерода и азота. Предполагается, что микроорганизмы потребляли необходимый для жизнедеятельности катион калия из глинистого минерала, формируя микробную биомассу и специфические выделения белковой природы. Эти соединения модифицировали поверхность минералов, что подтверждалось существенным изменением краевого угла смачивания, увеличивавшимся от 20° до 40°, а также заметным ростом микроагрегатной фрак-

ции. Уже через два месяца инкубации в присутствии *B. velezensis* наблюдалось увеличение содержания фракций 50–250 и 250–500 мкм микроагрегатного состава на 5.4 и 1.5% соответственно.

Проведенный модельный эксперимент позволил сделать следующее заключение по механизму формирования микроагрегатов (проагрегатов) в минеральной глинистой суспензии. Микроорганизмы извлекают необходимый катион калия из примесей образца природного каолинита, увеличивают суммарную биомассу и выделяют различные метаболиты. Эти вещества модифицируют поверхность глинистого минерала. Происходит превращение ее из гидрофильной в частично гидрофобную, что способствует соединению отдельных частиц минерала в агрегатоподобные образования в результате склеивания мелких минеральных элементарных частиц в проагрегаты.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены частично за счет средств РФФИ, проект № 19-04-01056.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барбер С.А.* Биологическая доступность питательных веществ в почве. Механистический подход. Пер. с англ. М.: Агропромиздат, 1988. 376 с.
2. *Верховцева Н.В.* Трансформация соединений железа гетеротрофными бактериями. Дис. д-ра биол. наук. М., 1993. 320 с.
3. *Заварзин Г.А.* Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.
4. *Минеев В.Г., Сычев В.Г., Амельянчик О.А., Болышева Т.Н., Гомонова Н.Ф., Дурынина Е.П., Егоров В.С., Егорова Е.В., Едемская Н.Л., Карпова Е.А., Прижукова В.Г.* Практикум по агрохимии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 689 с.
5. *Михайловская Н.А.* Количественная оценка активности калиймобилизующих бактерий и их эффективность на посевах озимой ржи // Весці Нац. акад. навук Беларусі. Сер. аграрных навук. 2006. № 3. С. 41–46.
6. *Най П.Х., Тинклер П.Б.* Движение растворов в системе почва–растение. М.: Колос, 1980. 365 с.
7. *Семенов В.М., Когут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
8. *Софинская О.А., Костерин А.В., Костерина Е.А.* Краевые углы смачивания на границе вода–воздух препаратов загрязненных углеводородами почв и глинистых минералов // Почвоведение. 2016. № 12. С. 1456–1463. https://doi.org/10.7868/S0032180X16120121
9. *Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Яшин М.А., Лазарев В.И., Тюгай З.Н., Милановский Е.Ю.* Контактные углы смачивания и водоустойчивость почвенной структуры // Почвоведение. 2015. № 6. С. 693–701. https://doi.org/10.7868/S0032180X15060064
10. *Хэнкс Р.Дж., Ашкрофт Дж.Л.* Прикладная физика почв. Влажность и температура почвы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 151 с.
11. *Шеин Е.В., Милановский Е.Ю., Хайдапова Д.Д., Поздняков А.И., Тюгай З.Н., Початкова Т.Н., Дембовецкий А.В.* Практикум по физике твердой фазы почв. М.: Буки-Веди, 2017. 119 с.
12. *Bykova G., Tyugai Z., Milanovskiy E., Shein E.* Soil-water contact angle of some soils of the Russian Plane // European Geosciences Union General Assembly 2016. Germany, 2016. V. 18. P. EGU2016–505.
13. *Cookson W.R., Abaye D.A., Marschner P., Murphy D.V., Stockdale E.A., Goulding K.W.T.* The contribution of soil organic matter fractions to carbon and nitrogen mineralization and microbial community size and structure // Soil Biol. Biochem. 2005. V. 37. P. 1726–1737.
14. *De Gryze S., Jassogne L., Bossuyt H., Six J., Merckx R.* Water repellence and soil aggregate dynamics in a loamy grassland soil as affected by texture // Eur. J. Soil Sci. 2006. V. 57. P. 235–246.
15. *Goebel M.-O., Bachmann J., Woche S.K., Fischer W.R.* Soil wettability, aggregate stability, and the decomposition of soil organic matter // Geoderma. 2005. V. 128. P. 80–93.
16. *Imbufe A.U., Patti A.F., Burrow D., Surapaneni A., Jackson W.R., Milner A.D.* Effects of potassium humate on aggregate stability of two soils from Victoria, Australia // Geoderma. 2005. V. 125. P. 321–330.
17. *Kalbitz K., Schwesig D., Rethemeyer J., Matzner E.* Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil // Soil Biol. Biochem. 2005. V. 37. P. 1319–1331.
18. *Lehmann J., Kluyaugl J., Solomon D.* Organic matter stabilization in soil microaggregates: implications from spatial heterogeneity of organic carbon contents and carbon forms // Biogeochemistry. 2007. V. 85. P. 45–57. https://doi.org/10.1007/x10533-007-9105-3
19. *Milanovskiy E.Yu., Shein E.V.* Conceptual model of water stable soil aggregate // J. Ege University Faculty Agriculture. Special Issue. 2015. P. 29–36.
20. *Shang J., Flury M., Harsh J.B., Zollars R.L.* Contact angles of aluminosilicate clays as affected by relative humidity and exchangeable cations // Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects. 2010. V. 353. № 1. P. 1–9.
21. *Shein E., Milanovskiy E.* Soil structure formation: role of the soil amphiphilic organic matter // Biogeosystem Technique. 2014. V. 2. № 2. P. 182–190.
22. *Verkhovtseva N.V., Milanovskiy E.Yu., Shein E.V.* Composition of microbial community at biodegradation of different plant litter // Book of Abstracts. Wageningen Soil Conference “Soil Science in a Changing World”. 27–31 August 2017. Wageningen, The Netherlands, 2017. P. 214–214.

Aggregate Formation in the Kaolinite Suspension during the Microbiological Modification of Clay Surface

E. V. Shein[1, 2, *], N. V. Verkhovtseva[1], G. S. Bykova[1], and E. B. Pashkevich[1]

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

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

**e-mail: evgeny.shein@gmail.com*

To prove the aggregate-forming role of microorganisms, which modify the hydrophilic surface of minerals to amphiphilic, a model experiment was conducted. Microorganisms *Bacillus velezensis* obtained via washing-off from river sand and kaolinite containing potassium ions (up to 1%) in the sorbed state and in mineral admixtures were added to sterile liquid medium. In the course of two months of incubation, the contents of proteins, carbon, and nitrogen in the medium increased, and the C : N ratio became close to 5. It was supposed that microorganisms consuming the potassium ion, which is necessary for their vital activity, could form protein compounds in the form of specific secretions of glycopeptide and polysaccharide nature. These compounds hydrophobized the surface of minerals (contact angle increased from 20° to 40°), changed the specific surface area, and increased the content of microaggregate fractions of 50–250 and 250–500 μm by 5.4 and 1.5%, respectively. Incubation with *B. velezensis* led to hydrophobization of the kaolinite surface in comparison with the control samples, which could be related to the amphiphilic nature of the products of microbial activity. In turn, the hydrophobization of the mineral surface led to the appearance of hydrophobic bonds between mineral particles and the formation of organomineral microaggregates.

Keywords: microaggregates, kaolinite, contact angle, *Bacillus velezensis*, hydrophobicity, microaggregate composition, particle size distribution

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 358–365

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.435:504.53:546.11.02.3

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТРИТИЯ В ПОЧВЕ НА ТЕРРИТОРИИ “АТОМНОГО” ОЗЕРА СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА[1]

© 2020 г. Л. В. Тимонова[a, *], О. Н. Ляхова[a], С. Н. Лукашенко[b, c], А. О. Айдарханов[a], А. М. Кабдыракова[a], З. Б. Сержанова[a]

[a] *Филиал “Институт радиационной безопасности и экологии” Республиканского государственного предприятия на праве хозяйственного ведения “Национальный ядерный центр Республики Казахстан”, ул. Бейбіт атом 2, здание 23, Курчатов, 071100 Казахстан*

[b] *Всероссийский научно-исследовательский институт радиологии и агроэкологии, Киевское шоссе, 109 км, Обнинск, 249032 Россия*

[c] *Центр радиоактивности окружающей среды (CERAD), Норвежский университет наук о жизни, Ос, N-1432 Норвегия*

**e-mail: Timonova@nnc.kz*

Поступила в редакцию 15.05.2019 г.
После доработки 05.07.2019 г.
Принята к публикации 20.09.2019 г.

Приведены результаты исследований концентраций и распределения трития в почве в месте проведения экскавационного взрыва, на объекте “Атомное” озеро, расположенном на территории Семипалатинского испытательного полигона (Казахстан, Восточно-Казахстанская область). Исследовано содержание трития в почве на поверхности, по глубине и в различных гранулометрических фракциях. Проведенные исследования показали, что концентрация трития в почве достигает 240 000 Бк/кг. Выявлена корреляция содержания трития в почве с содержанием европия. Предположительно, образование трития обусловлено двумя механизмами. Один из которых – процесс нейтронной активации, т.е. ядерные реакции на изотопах лития, бора и азота, присутствующих в почве; другой – захват трития, изначально присутствовавшего в заряде, минеральными частицами, образующимися при конденсации из раскаленной зоны взрыва.

Ключевые слова: экскавационный взрыв, светло-каштановые почвы (Kastanozems), тритий, европий, гранулометрические фракции

DOI: 10.31857/S0032180X20030090

ВВЕДЕНИЕ

В радиоактивном загрязнении окружающей среды особое место занимает тритий (^{3}H) – радиоактивный изотоп водорода. По своим ядерно-физическим характеристикам ^{3}H является одним из наименее опасных изотопов. Благодаря своей подвижности ^{3}H является глобальным загрязнителем [9]. Основные физико-химические характеристики: атомная масса – 3.016 а. е., средняя энергия β-излучения – 5.8 кэВ, максимальная энергия β-излучения – 18.5 кэВ. Период полураспада ($T_{1/2}$) – 12.3 года [2]. Поведение ^{3}H в окружающей среде похоже на поведение водорода. Ядро ^{3}H состоит из одного протона и двух нейтронов. 1 г водорода содержит в среднем 3 млн атомов ^{3}H [6]. 1 ТЕ (тритиевая единица) = 3.3×10^{-12} Ки на 1 л воды (0.12 Бк/л) [13].

Количество ^{3}H в объектах окружающей среды Семипалатинского испытательного полигона превышает предельно-допустимые уровни в сотни и тысячи раз. ^{3}H был зафиксирован в растительности, воздухе, поверхностных и подземных водах [10, 11]. При проведении ядерных испытаний ^{3}H может нарабатываться по следующим механизмам [8]:

– при распаде делящегося ядра на три фрагмента (тройного деления), одним из которых (самым легким) является тритий;

– при взаимодействии высокоэнергетических γ-квантов из осколков с ядрами легких элементов окружающей среды, т.е. фотоядерных реакций типа ^{7}Li (γ, ^{3}H);

[1] К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизированных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X20030090

– в результате взаимодействия избыточных нейтронов из осколков деления с ядрами легких элементов окружающей среды. Основными каналами наработки трития являются реакции [8]:

$$^{6}Li_{3} + n \rightarrow {}^{4}He_{2} + {}^{3}H,$$

$$^{10}B_{5} + n \rightarrow 2{}^{4}He_{2} + {}^{3}H,$$

$$^{14}N + n \rightarrow {}^{12}C + {}^{3}H.$$

Учитывая сечение взаимодействия, энергетический спектр нейтронов и концентрацию элементов в окружающей среде, можно утверждать, что основным каналом наработки трития является реакция ^{6}Li (n, ^{3}H).

Первые исследования по изучению тритиевого загрязнения почвы проводились в местах проведения наземных ядерных взрывов на площадке “Опытное поле” и на территории “Атомного” озера [14]. На “Опытном поле” максимальная удельная активность ^{3}H в почве (50000 Бк/кг) выявлена в месте проведения испытания первого термоядерного заряда на площадке П-1, а на “Атомном” озере максимальная удельная активность (65000 Бк/кг) выявлена на вершине гребня воронки.

“Атомное” озеро образовалось вследствие проведения промышленного термоядерного взрыва в скважине 1004, в месте слияния рек Чаган и Ащи-Су на площадке “Балапан” Семипалатинского испытательного полигона. В результате механического эффекта взрыва ядерного заряда мощностью 140 кт, заложенного на глубине 178 м, образовалась воронка глубиной 100 м, диаметром по гребню навала грунта порядка 500 м [7].

В настоящее время “Атомное” озеро представляет собой водоем, окаймленный отвалами разной высоты и ширины. Сложены отвалы глыбами и обломками горных пород различного генезиса и рыхлым грунтом. В составе рыхлого грунта, кроме мелкого обломочного материала, присутствуют и почвенные частицы. Зональным типом являются светло-каштановые почвы [5] (Kastanozems по WRB-2014) [19].

Из суммарного энерговыделения 7% энергии получено за счет реакции деления и 93% – за счет термоядерной реакции [15]. Таким образом, механизмами образования ^{3}H в почве могут быть как перечисленные ядерные реакции, так и “захват” ^{3}H, имевшийся в ядерном устройстве, частицами, образующимися при конденсации из раскаленной области взрыва. Наличие различных механизмов может привести к неравномерности распределения ^{3}H в почве.

Согласно проведенным исследованиям [3], основной ^{3}H в почвах зоны навала “Атомного” озера содержится в прочносвязанной форме, т.е. в кристаллической решетке минералов почвы.

Цель работы – исследование закономерностей распределения трития в почве на территории “Атомного” озера. Для оценки влияния различных механизмов на формирование картины загрязнения почвы тритием изучали распределение ^{3}H в поверхностном слое почвы, по глубине почвы гребня воронки, по гранулометрическим фракциям. Представлены результаты удельных активностей связанной формы ^{3}H, находящегося в кристаллической решетке минералов почвы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Общая схема расположения участков исследований представлена на рис. 1.

Отбор проб почвы

Из-за отсутствия необходимых методик исследования по тритиевому загрязнению почвы не проводились. Анализ литературных данных [12, 16, 17, 20, 21] показал, что методические работы по изучению ^{3}H проводились на почвах, не подверженных ядерным испытаниям. На основании физико-химических свойств ^{3}H принята методика определения тритиевого загрязнения почвы [22]. Для исследования распределения ^{3}H в поверхностном слое почвы отбор проб проводили точечно. Пробы отбирали на вершине гребня воронки и по профилю, протяженностью 3000 м, заложенному в северо-западном направлении. Глубина отбора проб почвы составляла 0–10 см.

При исследовании распределения ^{3}H по профилю почвы и материнской породы отбор проб осуществляли на участке гребня воронки в процессе бурения скважины на глубину 6 м с шагом 25 см.

Для изучения распределения ^{3}H в гранулометрических фракциях пробы почвы отбирали точечно по профилю, заложенному в северо-восточном направлении, протяженностью 1000 м. Глубина отбора проб 0–10 см.

В каждой точке отбора проб определяли географические координаты (широту, долготу) с помощью GPS – навигатора GARMIN (Тайвань).

Общая схема подготовки проб почвы и лабораторного анализа. Для определения ^{3}H, содержащегося в кристаллической решетке минералов почвы, подготовка проб и лабораторный анализ представлены в виде схемы (рис. 2).

Разделение проб почвы на различные гранулометрические фракции. Пробы почвы высушивали в сушильном шкафу при температуре не более 60°С. Из высушенного образца почвы удаляли крупные камни и растительные включения, после чего сухую пробу пропускали через сито с размером ячеек 1 мм.

При разделении почв на гранулометрические фракции использовали последовательно два метода: мокрое просеивание и отмучивание в стоя-

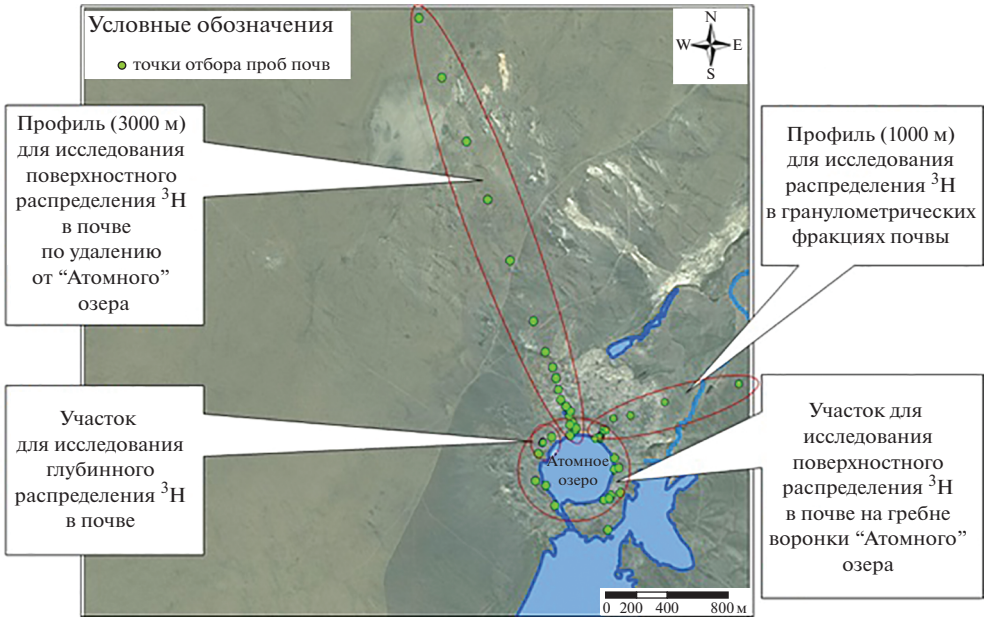

Рис. 1. Расположение точек отбора проб почвы на территории “Атомного” озера.

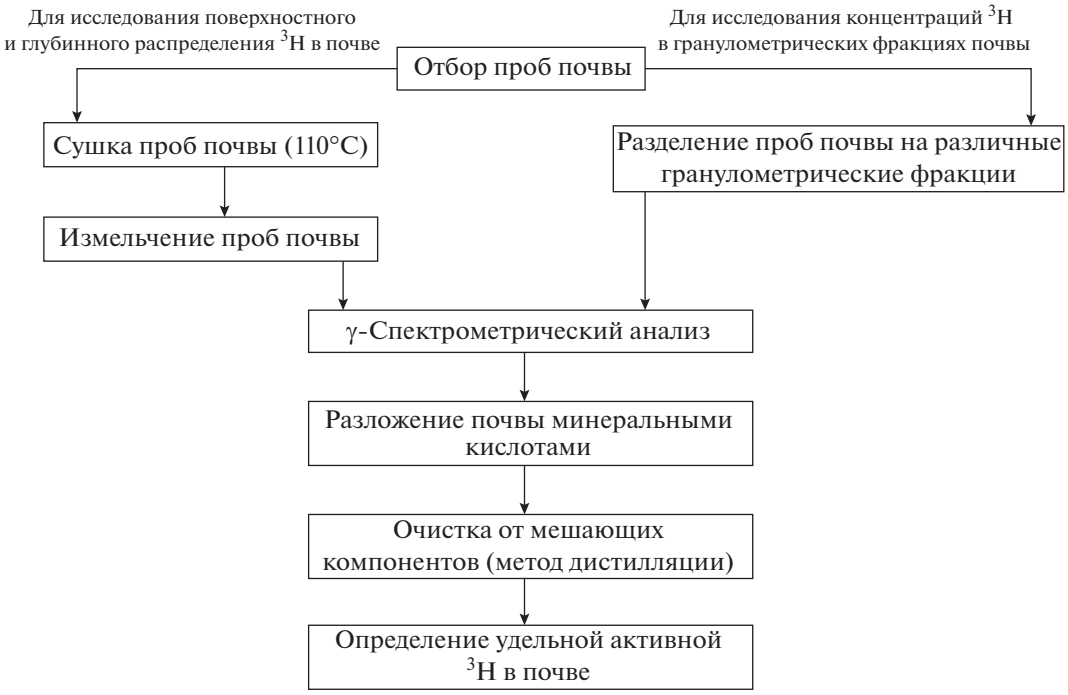

Рис. 2. Схема подготовки и лабораторный анализ проб почвы.

чей воде. Фракции размером >40 мкм разделяли мокрым просеиванием, а фракции <40 мкм получали методом отмучивания в стоячей воде. Таким образом, методом мокрого просеивания были выделены фракции 1000–500, 500–250, 250–100, 100–63, 63–40 мкм. Фракцию, прошедшую через сито с размером отверстий 40 мкм, отмучивали в стоячей воде [4].

γ-Спектрометрический анализ почвы. Для γ-спектрометрического анализа использовали два типа образцов почвы: подготовленные по стандартной методике выполнения измерений [1] и подвергшиеся разделению на различные гранулометрические фракции. В первом случае, после отбора проб, почву высушивали в сушильном шкафу при температуре 110°C и просеивали через сито с раз-

мером ячейки 2 мм. Для измерений использовали навеску массой 300–400 г, которую помещали в специальную измерительную емкость. Во втором случае, после разделения проб почвы на различные фракции, использовали навеску массой от 1 до 30 г. Все измерения проводили в течение 1–2 ч в зависимости от степени активности исследуемой пробы.

Для определения техногенных радионуклидов ^{241}Am ($T_{1/2}$ – 432.8 года), ^{137}Cs ($T_{1/2}$ – 30.2 лет), ^{152}Eu ($T_{1/2}$ – 13.5 лет) и ^{60}Co ($T_{1/2}$ – 5.3 года) в пробах почвы использовали γ-спектрометр фирмы Canberra (США) с полупроводниковым детектором GX 2020 относительной эффективности регистрации γ-излучения 20%, с кристаллом из сверхчистого германия, анализатором импульсов Canberra InSpector 1200 (США) и ПК с пакетом программного обеспечения Genie-2000 3.1 фирмы Canberra.

Разложение почвы минеральными кислотами. После γ-спектрометрического анализа и разделения на фракции пробы почвы готовили для определения удельной активности ^{3}H методом мокрой минерализации в закрытых сосудах-автоклавах. Метод автоклавного разложения основан на минерализации почв в герметично замкнутом объеме при воздействии смеси минеральных кислот при повышенной температуре и давлении. Пробу предварительно измельчали на вибрационной мельнице. Конечная зернистость почвы составляла 10—20 мкм. Для процедуры автоклавного разложения отбирали навеску массой 1 г и помещали в тефлоновую реакционную камеру. К навеске добавляли 6 мл смеси концентрированных кислот HNO_3 и HF в соотношении 1 : 2. Затем камеру помещали в сушильный шкаф, нагретый до температуры 160 ± 5°C на 2.5 ч. По окончании автоклавирования реакционную камеру извлекали из сушильного шкафа и охлаждали до комнатной температуры. Полученный образец фильтровали через фильтр синяя лента. Конечный объем полученного раствора составлял около 9 см^3.

Очистка от мешающих компонентов (метод дистилляции). Для очистки от мешающих определению удельной активности ^{3}H компонентов полученный после автоклавного разложения раствор дистиллировали. Раствор нейтрализовали гидроксидом натрия (NaOH) до pH 7–8. Объем раствора после нейтрализации составлял от 15 до 30 см^3. После измерения объема весь раствор переносили в термостойкую колбу объемом 100 мл, которую устанавливали в песчаную баню ($T_{песка}$ = = 280 ± 10°C) и проводили дистилляцию. Для удаления легколетучих продуктов первую порцию дистиллята (пятую часть раствора) отбрасывали. Выпаривание оставшегося раствора производили до сухих солей [18].

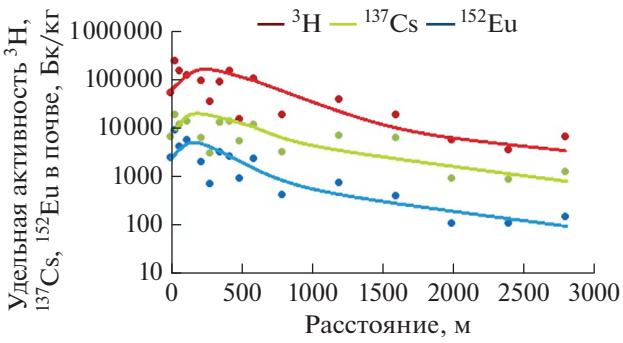

Рис. 3. Распределение ^{3}H, ^{137}Cs и ^{152}Eu в почве по мере удаления от “Атомного” озера.

Определение удельной активности трития в растворе. После проведения очистки раствора от мешающих компонентов из полученного дистиллята отбирали образец объемом 3 мл и помещали в пластиковую виалу. Затем к образцу добавляли сцинтиллятор объемом 12 мл. Подготовленный образец передавали для измерения удельной активности ^{3}H.

Содержание ^{3}H во всех отобранных пробах почвы определяли методом β-спектрометрического анализа на жидкосцинтилляционном спектрометре TRI-CARB 2900 TR фирмы PerkinElmer (США) [17]. Расчет удельной активности ^{3}H производили на 1 кг почвы с учетом образовавшегося объема дистиллята.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Все результаты определения активности (концентраций) радиоактивных изотопов приведены на момент измерения.

Распределение трития в поверхностном слое почвы

В ходе проведения исследований выявлены значимые концентрации ^{3}H как на гребне воронки, так и по мере удаления от него на расстоянии до 3000 м. Удельная активность ^{3}H в поверхностном слое почвы 0–10 см составила от 1400 до 240000 Бк/кг. Максимальная удельная активность ^{3}H зафиксирована на гребне воронки в месте максимального загрязнения почвы другими радионуклидами такими, как ^{241}Am, ^{137}Cs, ^{152}Eu.

Распределение ^{3}H в поверхностном слое почвы, исследованной в северо-западном направлении по мере удаления от “Атомного” озера, представлено на рис. 3. Для сравнения распределения ^{3}H представлено распределение ^{152}Eu и ^{137}Cs.

С увеличением расстояния от навала воронки “Атомного” озера удельная активность ^{3}H и других исследованных радионуклидов снижается. При этом на всем расстоянии до 3000 м от гребня

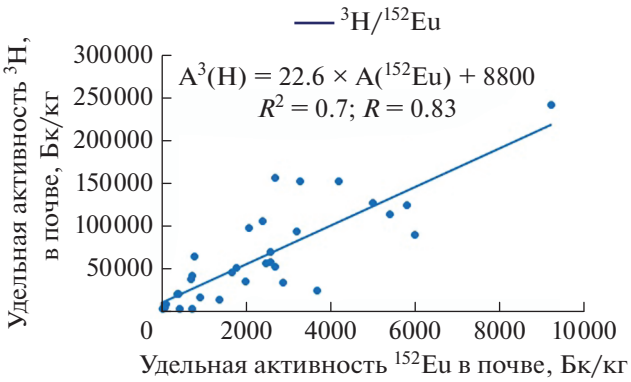

Рис. 4. Зависимость удельных активностей ^{3}H и ^{152}Eu для слоя 0–10 см почвы территории "Атомного" озера.

воронки выявлены численные значения удельных активностей данных радионуклидов. Например, на расстоянии 2800 м от гребня воронки удельная активность для ^{3}H составила порядка 7000 Бк/кг. Похожая картина отмечена и при исследовании распределения ^{152}Eu и ^{137}Cs. По данным об уровне содержания ^{3}H и ^{152}Eu построена зависимость, связывающая удельные активности радионуклидов (рис. 4).

Так как единственным механизмом наработки ^{152}Eu является реакция ^{151}Eu + n = ^{152}Eu, а одним из основных механизмов образования ^{3}H – реакция на литии (Li) и, учитывая малый пробег протонов в конденсированной среде, можно предположить, что ядро ^{3}H (тритон) остается в кристаллической решетке в междоузельном пространстве, не покидая частицы, в которой он образовался. В этом случае концентрации ^{3}H и ^{152}Eu должны находиться в прямо пропорциональной зависимости. В полученном уравнении линейной регрессии (рис. 4) значение коэффициента пропорциональности фактически определяется сечением взаимодействий вышеупомянутых ядерных реакций, содержанием стабильного Li и Eu в почве. Значение свободного члена, вероятнее всего, отображает количество исходного ^{3}H, захватываемого минеральными частицами, образуемыми при охлаждении раскаленного газового облака, образующегося в результате проведения взрыва (т.е. концентрация ^{3}H при концентрации ^{152}Eu в почве, равной нулю, при отсутствии нейтронной активации). Величина свободного члена гораздо выше значений, полученных в аналогичных линейных уравнениях для почв "Опытного поля", которые составили от 60 до 1420 [14].

Распределение трития по глубине гребня воронки

В результате исследований распределения ^{3}H по глубине гребня воронки выявлено, что его удельная активность составила от 1230 до 156800 Бк/кг. Результаты исследований распределения ^{3}H, ^{152}Eu, ^{137}Cs и отношение удельных активностей ^{3}H и ^{152}Eu по глубине почвы представлены на рис. S1.

Из представленного графика (рис. S1А) видно, что максимальная удельная активность радионуклидов распределена по глубине почвы до 0.5 м. Концентрация радионуклидов с увеличением глубины снижается, но численные значения отмечены по всему почвенному профилю до 6 м. Например, удельная активность для ^{3}H на глубине 0.5 м составила 156800 Бк/кг, на 2 м – 3200 Бк/кг, на 6 м – 5900 Бк/кг.

Полученное отношение удельных активностей ^{3}H и ^{152}Eu для почвы, исследованной по глубине (рис. S1Б), характеризуется линейной зависимостью.

Распределение радионуклидов и отношение удельных активностей ^{3}H и ^{152}Eu по глубине можно рассмотреть, как зависимость, состоящую из двух частей: распределение радионуклидов по глубине от 0 до 2 м и от 2 до 6 м (рис. S2 и S3).

Зависимости концентраций ^{3}H от содержания ^{152}Eu для глубин 0–2 и 2–6 м существенно отличаются. Коэффициент пропорциональности для глубин 0–2 м в 3.4 раза меньше, чем для 2–6 м. Разница отмечена и для значения свободного члена. Вероятно, данное различие обусловлено различными преимущественными механизмами происхождения ^{3}H и ^{152}Eu в почве с разной глубины.

Распределение трития в гранулометрических фракциях почвы на различных расстояниях от "Атомного" озера

Распределение ^{3}H по гранулометрическим фракциям оценивалось в почве в 10-ти точках по профилю на разном расстоянии от "Атомного" озера – 0, 5, 10, 15, 30, 65, 125, 250, 500 и 1000 м.

В качестве количественной оценки распределения ^{3}H по гранулометрическим фракциям почвы использован безразмерный параметр – коэффициент обогащения ($K_о$), определяемый, как отношение удельной активности радионуклида в гранулометрической фракции $\left(A_{уд}^{фр}\right)$ к удельной активности в соответствующей исходной почве $\left(\bar{A}_{уд}^{п}\right)$:

$$K_о = \frac{A_{уд}^{фр}}{\bar{A}_{уд}^{п}}.$$

Параметр $K_о$ показывает степень обогащения или обеднения гранулометрической фракции ^{3}H. Для сравнения распределения ^{3}H с распределением других радионуклидов в различных фракциях, в почве дополнительно исследовали содержание ^{137}Cs, ^{241}Am, ^{152}Eu и ^{60}Co.

Сравнение распределения искусственных радионуклидов в различных фракциях почвы

Полученные данные показали, что на территории “Атомного” озера существуют две различные тенденции распределения исследованных радионуклидов. Для примера приведены наиболее характерные кривые для расстояний 0, 125, 250 и 500 м от “Атомного” озера (рис. S4). Видно, что более схожий характер распределения ^{3}H во фракциях наблюдается для продукта деления ^{137}Cs – обогащение отмечено в более мелких фракциях 40–1 мкм. Такое распределение ^{3}H, скорее всего, связано с конденсационным механизмом попадания ^{3}H. На этот механизм указывает и тот факт, что распределение ^{3}H существенно отличается от распределения ^{152}Eu, особенно на близких от “Атомного” озера расстояниях. Для продукта материала ядерного заряда ^{241}Am и продуктов активации ^{152}Eu и ^{60}Co обогащение отмечено в самой крупной фракции, размером 1000–500 мкм.

Распределение трития в гранулометрических фракциях почвы

Полученные зависимости коэффициента обогащения от размера фракции имеют отличительную особенность для разных расстояний. На рис. S5 приведены обобщенные зависимости коэффициента обогащения ^{3}H от размера почвенных фракций для расстояний 0–10, 15–125, 250–500 и 1000 м от “Атомного” озера.

Результаты распределения ^{3}H по фракциям почвы показали, что по мере удаления от гребня воронки характер распределения ^{3}H в разных почвенных фракциях различный. Например, на расстоянии от 0 до 10 м (подъем на гребень) и от 250 до 500 м от берега “Атомного” озера значимого перераспределения ^{3}H не наблюдается (рис. S5). На расстоянии от 15 до 125 и от 500 до 1000 м от берега “Атомного” озера отмечено явное обогащение малых почвенных фракций тритием. Скорее всего, это связано с характером выброса почвы после термоядерного взрыва.

При определении отношений удельных активностей ^{3}H и ^{152}Eu в различных почвенных фракциях были получены линейные зависимости с уравнением:

$$A\left(^{3}\mathrm{H}\right) = K\,A(^{152}\mathrm{Eu}) + A_{\text{исх}},$$

где $A(^{3}H)$ – концентрация ^{3}H; K – коэффициент отношения ^{3}H и ^{152}Eu; $A(^{152}\mathrm{Eu})$ – концентрация ^{152}Eu; $A_{\text{исх}}$ – количество ^{3}H, захваченного при конденсации в результате проведения взрыва.

Значения коэффициентов пропорциональности в уравнении линейной регрессии зависимости концентрации ^{3}H от концентрации ^{152}Eu и величины свободного члена, фактически отражающего количество захваченного исходного ^{3}H для различных почвенных фракций, отображены в табл. S1. Согласно полученным значениям, для каждой фракции имеется свой коэффициент пропорциональности ^{3}H и ^{152}Eu и значение величины свободного члена, которые увеличиваются по мере уменьшения почвенной фракции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценивая весь массив результатов исследований, можно дать общую оценку характера загрязнения и механизмов образования ^{3}H в почве на территории “Атомного” озера.

В ходе исследований выявлено, что ^{3}H в почве содержится в значимых количествах. Максимальная концентрация ^{3}H выявлена на гребне воронки, в месте максимального радионуклидного загрязнения. Удельная активность ^{3}H на данном участке достигает 240000 Бк/кг. С увеличением расстояния от гребня воронки “Атомного” озера (до 3000 м) и с увеличением глубины гребня воронки (до 6 м) удельная активность для ^{3}H снижается. Можно отметить, что численные значения ^{3}H сохраняются, как по всему исследованному профилю, протяженностью до 3000 м, так и по глубине почвы гребня воронки до 6 м.

Зависимость содержания ^{3}H от содержания ^{152}Eu в большинстве случаев может быть описана уравнением линейной регрессии. В получаемых уравнениях значение коэффициента пропорциональности фактически определяется сечением взаимодействии ядерных реакций (^{6}Li (n, ^{3}H), ^{151}Eu (n, ^{152}Eu) и содержанием стабильного Li и Eu в почве. Значение свободного члена, вероятнее всего, отображает количество исходного ^{3}H, захватываемого минеральными частицами, образуемыми при охлаждении раскаленного газового облака, образующегося в результате проведения взрыва. Для почвогрунтов “Атомного” озера коэффициент пропорциональности варьирует в диапазоне 14.5–49.4, а величина свободного члена в диапазоне 774–15400. Максимальные концентрации ^{3}H наблюдаются в мелких фракциях. Коэффициенты детерминации составили от 0.40 до 0.96, коэффициенты корреляции от 0.61 до 0.98. По результатам корреляционного анализа выявлена корреляция содержания трития в почве с содержанием европия.

В целом, учитывая выявленные концентрации ^{3}H в почвогрунтах “Атомного” озера и протекающие процессы выщелачивания ^{3}H можно утверждать, что данная территория является в настоящее время и будет значимым источником поступления ^{3}H в окружающую среду.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 19-016-00146/19.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Распределение ^{3}H, ^{152}Eu и ^{137}Cs по глубине почвы гребня воронки от 0 до 6 м; зависимость удельных активностей ^{3}H и ^{152}Eu по глубине почвы от 0 до 6 м.

Рис. S2. Распределение ^{3}H, ^{152}Eu и ^{137}Cs по глубине почвы гребня воронки от 0 до 2 м; зависимость удельных активностей ^{3}H и ^{152}Eu по глубине почвы от 0 до 2 м.

Рис. S3. Распределение ^{3}H, ^{152}Eu и ^{137}Cs по глубине почвы гребня воронки от 2 до 6 м; зависимость удельных активностей ^{3}H и ^{152}Eu по глубине почвы от 2 до 6 м.

Рис. S4. Обогащение почвенных фракций радионуклидами на разном расстоянии от “Атомного” озера.

Рис. S5. Обогащение почвенных фракций тритием: на разном расстоянии от “Атомного” озера.

Таблица S1. Значения коэффициентов пропорциональности ^{3}H и ^{152}Eu и величины свободного члена в уравнениях линейной регрессии для различных почвенных фракций.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Активность радионуклидов в объемных образцах. Методика выполнения измерений на гамма спектрометре. Рекомендация. Государственная система обеспечения единства измерений: МИ 2143-91 № 5.06.001.98. 1991. 17 с.
2. *Батурин В.А.* Тритий – это опасно. Населению просто о сложном. Челябинск, 2001. С. 22.
3. *Богатырева Т.Ю., Айдарханова А.К.* Выщелачивание техногенных радионуклидов из почв территории СИП, как один из основных механизмов загрязнения природных вод // Вестник НЯЦ РК. 2018. С. 160–164.
4. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
5. *Кундузбаева А.Е., Кабдыракова А.М., Ларионова Н.В. и др.* Формы нахождения искусственных радионуклидов в почвах “Атомного” озера Семипалатинского испытательного полигона // Актуальные вопросы радиоэкологии Казахстана. 2017. Вып. 6. Т. 1. С. 288.
6. *Линге И.И., Крышев И.И.* Радиоэкологическая обстановка в регионах расположения предприятий Росатома. М.: САМ полиграфист, 2015. С. 13.
7. *Логачев В.А.* Ядерные испытания СССР: современное радиоэкологическое состояние полигонов. М.: АТ, 2002. С. 93–94.
8. *Ляхова О.Н., Лукашенко С.Н., Ларионова Н.В. и др.* Тритий как индикатор мест проведения ядерных испытаний // Актуальные вопросы радиоэкологии Казахстана. 2011. Вып. 3. Т. 2. С. 123.
9. *Наумов В.А., Климин С.Г.* Тритий в проблеме радиоэкологической безопасности Кольского региона // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 3. С. 145.
10. Организация системы мониторинга состояния подземных вод на территории бывшего Семипалатинского испытательного полигона: отчет по проекту МНТЦ К-893 (заключительный). Курчатов: Ин-т радиационной безопасности и экологии, 2005.
11. Отчет о научно-исследовательской деятельности Института радиационной безопасности и экологии НЯЦ РК, выполненного по НТП “Изучение современного состояния и последствий деятельности объектов атомной энергетики Семипалатинского полигона на окружающую среду” по этапу: Исследование экосистем, подверженных влиянию радиоактивно-загрязненных водотоков.: отчет о НИР. Курчатов: Ин-т радиационной безопасности и экологии, 2009.
12. *Пушкарев А.В., Долин В.В., Приймаченко В.М., Бобков В.Н., Пушкарева Р.А.* Кинетика изотопно-водородного обмена в бентонито-песчанной смеси // Институт геохимии окружающей среды. Киев, 2007. Вып. 15. С. 27–36.
13. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2011 г.: ежегодник под ред. Вакуловского С.М. Обнинск, 2012 г.
14. *Тимонова Л.В., Ляхова О.Н., Лукашенко С.Н., Айдарханов А.О.* Исследование содержания трития в почве в местах проведения ядерных испытаний на территории Семипалатинского испытательного полигона // Радиационная биология. Радиоэкология. 2015. Т. 55. № 6. С. 667–672. https://doi.org/10.7868/S0869803115050136
15. Человек. Энергия. Атом. Научно-публицистический журнал. 2009. № 4(6). С. 67.
16. *Baglan N., Kim S.B., Cossonnet C., Croudace I.V. Fournier M., Galeriu D., Warwick P.E., Momoshima N., Ansoborlo E.* Organically bound tritium (OBT) behavior and analysis: outcomes of the seminar held in Balaruc-les-Bains in May 2012 // Radioprotection EDP Sciences 2013. V. 48. P. 127–144.
17. Environmental Fate of Tritium in Soil and Vegetation. Part of the Tritium Studies Project. Canadian Nuclear Safety Commission (CNSC), 2013.
18. ISO 9698:2019 (E) Water quality. Tritium. Test method using liquid scintillation counting.
19. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. Rome: FAO, 2014. № 106.
20. *Kim D.J.* Tritium Speciation in Nuclear Decommissioning Materials. University of Southampton (Thesis for the degree of Doctoral of Philosophy). 2009.
21. *Lopez-Galindo A., Fenoll Hach-Alip P., Pushkarev A.V.* Tritium redistribution between water and clay minerals // Appl. Clay Sci. 2008. V. 39. P. 151–159.
22. *Serzhanova Z.B., Aidarkhanova A.K., Lukashenko S.N., Lyakhova O.N., Timonova L.V., Raimkanova A.M.* Researching of tritium speciation in soils of “Balapan” site // J. Environ. Radioact. 2018. № 192. P. 621–627. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2018.02.016

Regularities of Tritium Distribution in Soils in the Area of “Atomic Lake” at the Semipalatinsk Nuclear Test Site

L. V. Timonova[1, *], O. N. Lyakhova[1], S. N. Lukashenko[2, 3], A. O. Aidarkhanov[1], A. M. Kabdyrakova[1], and Z. B. Serzhanova[1]

[1]*Institute of Radiation Safety and Ecology, National Nuclear Center of the Republic of Kazakhstan, Kurchatov, 071100 Kazakhstan*

[2]*All-Russia Scientific Research Institute of Radioecology and Agroecology, Obninsk, 249032 Russia*

[3]*Environmental Radioactivity Center (CERAD), Norwegian University of Life Sciences, Os, N-1432 Norway*

**e-mail: Timonova@nnc.kz*

Research findings of concentrations and distribution of tritium in soils of the “Atomic Lake” excavation explosion area of Semipalatinsk Nuclear Test Site (East Kazakhastan region) are discussed. The contents of tritium in surface soil horizons and in vertical soil profiles in various particle-size fractions have been investigated. Tritium concentration in soils reaches 240000 Bq/kg. A correlation between tritium and europium concentrations in soils has been found. Presumably, tritium formation is attributable to two mechanisms. One of them is the neutron activation process, i.e., nuclear reactions with lithium, boron, and nitrogen isotopes being present in soil; the other mechanism is related to the capture of tritium that was initially in the charge of mineral particles formed upon condensation from the red-hot explosion zone.

Keywords: excavation explosion, light chestnut soils (Kastanozems), europium, particle-size fractions

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 366–371

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.416.5+631.461.4

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ (Q_{10}) БАЗАЛЬНОГО ДЫХАНИЯ КАК ФУНКЦИЯ КОЛИЧЕСТВА ДОСТУПНОГО УГЛЕРОДНОГО СУБСТРАТА, ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ

© 2020 г. М. С. Громова[a], А. И. Матвиенко[a], М. И. Макаров[b], Ш. К. Ченг[c], О. В. Меняйло[a], *

[a]*Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, ФИЦ КНЦ СО РАН, Академгородок, Красноярск, 660036 Россия*

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

[c]*Национальный университет Тайваня, Тайбэй, 10617 Тайвань*

**e-mail: menyailo@hotmail.com*

Поступила в редакцию 22.10.2018 г.
После доработки 06.05.2019 г.
Принята к публикации 27.09.2019 г.

Модифицирована методология определения температурной чувствительности базального дыхания. Она заключается в инкубации почвенных образцов при постоянной температуре (20 или 25°C) и высокочастотном измерении скорости образования CO_2, с периодическим понижением температуры на 10°C на короткое время (2 ч), благодаря дополнительному автоматическому варьированию температуры почвенных образцов. Значение Q_{10} при этом рассчитывается как отношение средней скорости образования CO_2 при высокой температуре (перед и после понижения температуры) от скорости, измеренной при низкой температуре. Показано, что концентрация вносимой глюкозы наиболее сильно влияет на Q_{10} минерализации углерода только в низких диапазонах температур (20–10°C). Температурный диапазон оказывает большее влияние на Q_{10} минерализации углерода, чем внесение глюкозы. Подтвержден эффект влажности почвы на температурную чувствительность минерализации C (Q_{10}), которая убывает при увеличении влажности.

Ключевые слова: органический углерод, минерализация, парниковые газы, цикл углерода

DOI: 10.31857/S0032180X20020057

ВВЕДЕНИЕ

Повышение активности минерализации почвенного органического вещества и увеличение эмиссии CO_2 из почв в атмосферу при потеплении – ключевой механизм положительного обратного отклика экосистем на глобальное изменение климата [8–14]. Положительным он называется потому, что потепление приводит к увеличению эмиссии CO_2 – главного парникового газа, который дополнительно ускоряет потепление [17–19]. Большинство моделей глобального цикла углерода учитывают это взаимодействие, принимая, что скорость минерализации углерода увеличивается в два раза при повышении температуры на каждые 10°C ($Q_{10} = 2$) [12, 14]. Поскольку почвы являются главным источником CO_2 в атмосфере [24, 26, 27], высокая вариабельность значений Q_{10} у разных типов почв может являться одной из причин неточностей моделей глобального цикла углерода.

Несмотря на наличие большого числа работ по температурной чувствительности, механизмы отклика и факторы, его обусловливающие, недостаточно изучены [20, 21]. Большинство исследователей измеряют скорость выделения CO_2 при температурах, не позволяющих прямо рассчитать Q_{10}. Полученные данные аппроксимируют различными моделями (Аррениуса [7], Вант Гоффа [29], Ллойда-Тэйлора [22] и др.), на основе которых рассчитывают Q_{10} и другие параметры температурной чувствительности. Неодинаковость моделей и математические ошибки являются источником высокой вариации значений Q_{10}, полученных разными авторами [11, 12, 14, 18, 28, 31, 32].

В данной работе мы усовершенствовали методологию оценки Q_{10} базального дыхания – одного из ключевых индикаторов минерализации углерода в почвах путем автоматического регулярного изменения температуры [16]. Модификация заключается в дополнительном автоматическом варьировании температуры почвенных образцов: регулярном краткосрочном (на 2 ч) понижении температуры на 10°C. Краткосрочность понижения важна для предотвращения изменений в видовом составе микробного сообщества. Многие исследователи при определении Q_{10}, наоборот, повышают температуру. При этом скорость минерализации увеличивается, что приводит к быстрому уменьшению доступного микроорганизмам

субстрата [12, 18]. Дефицит субстрата занижает скорость выделения CO_2 и, соответственно, Q_{10} минерализации почвенного органического вещества.

Цель работы – апробация усовершенствованного метода определения температурной чувствительности С-минерализации и установление влияния (1) добавления легкоразлагаемого органического субстрата (глюкозы) в широком диапазоне концентраций, (2) температурного диапазона и (3) влажности почвы (и взаимодействия этих факторов) на Q_{10} С-минерализации в серой лесной почве.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект исследования

Исследовали образцы верхнего минерального горизонта серой лесной почвы (горизонт А), отобранные на глубине 0–10 см в трех березняках разнотравных в районе Академгородка (г. Красноярск). 80-летние березняки являются типичными экосистемами Красноярской лесостепи. Образцы, отобранные в разных березняках, смешивали в один. Полученный образец просеивали через сито (1 мм) для гомогенизации и удаления крупных корней. Время от сбора образцов до начала измерения потока CO_2 составляло менее 2 ч, что позволяет говорить о динамике минерализации свежего органического вещества.

Измерение скорости образования CO_2, расчет Q_{10} и варианты обработки

В 16 стеклянных сосудов объемом 0.5 л помещали по 100 г почвы, и в каждые два сосуда добавляли по 5 мл водного раствора глюкозы в концентрации 0 (контроль), 25, 125, 250, 500, 1250, 2500 и 5000 мкг С/г. Сосуды помещали в инкубатор с Пельте-охлаждением и программируемым температурным режимом фирмы (Memmert, Germany). Каждый сосуд соединяли через 16-портовый мультиплексер Li-Cor 8150 с инфракрасным анализатором CO_2 Li-Cor 8100 (Li-Cor Incorporated, Lincoln, Nebraska, USA). Мультиплексер поочередно замыкал каждый из 16-ти сосудов в герметичную цепь на 1.5 мин, и по скорости накопления CO_2 в сосуде рассчитывали скорость образования CO_2 почвенным образцом. Пока в одном сосуде проводили измерение, остальные сосуды продували комнатным воздухом для предотвращения накопления CO_2, избыточная концентрация которого лимитирует скорость образования CO_2.

Всего провели три цикла измерений, каждый из которых длился трое суток. В циклах 1 (низкая влажность) и 3 (повышенная влажность) инкубацию проводили при 25°С с регулярным (каждые 8 ч) кратковременным (на 2 ч) понижением температуры до 15°С. График температурного режима во время инкубации представлен на рис. 1А.

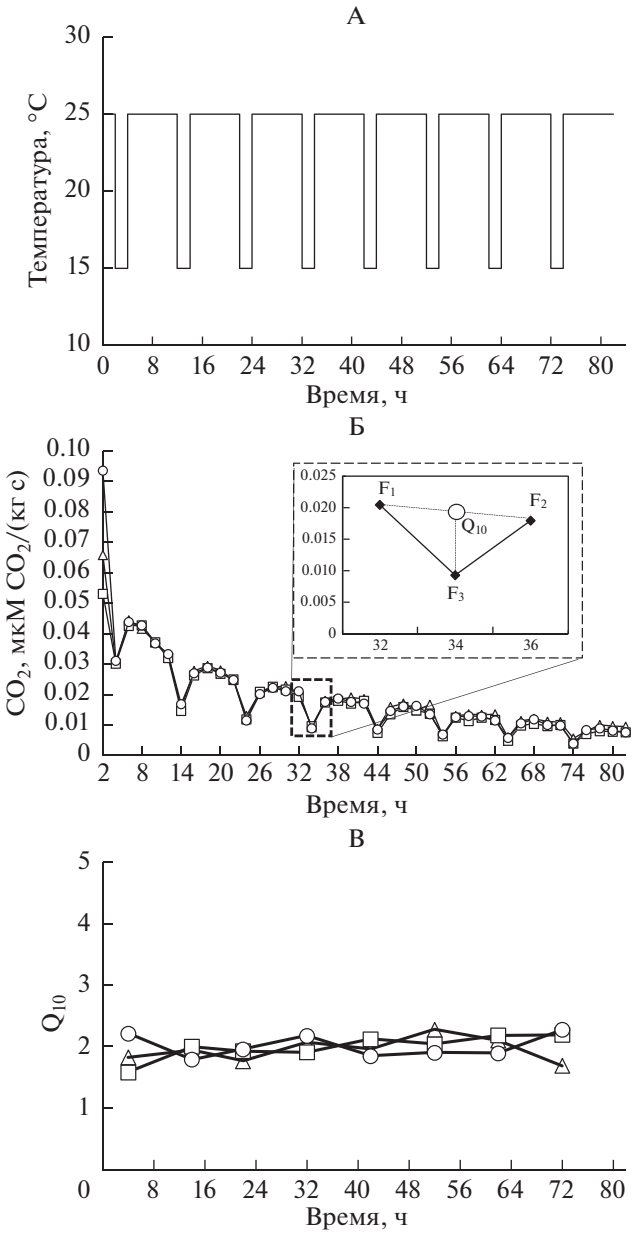

Рис. 1. Температурная программа для циклов 1 и 3 (А), скорость образования CO_2 в период инкубации для трех образцов почв (вариант без глюкозы, для одной из повторностей показано, как рассчитывался Q_{10}) (Б) и динамика рассчитанных значений Q_{10} (В).

В цикле 3 помимо внесения раствора глюкозы была увеличена влажность почвенных образцов с 30 до 100% почвенной полевой влагоемкости. В цикле 2 (пониженная температура) температурный диапазон был на 5°С ниже (20–10°С). Измерение скорости образования CO_2 проводили каждые 2 ч таким образом, чтобы при температуре 20 или 25°С было 4 измерения, а при температуре 10 или 15°С – одно (рис. 1В). Значение Q_{10} рассчитывали для каждого цикла понижения/повышения температуры по формуле: $Q_{10} = (F_1 + F_2)/(2F_3)$, где

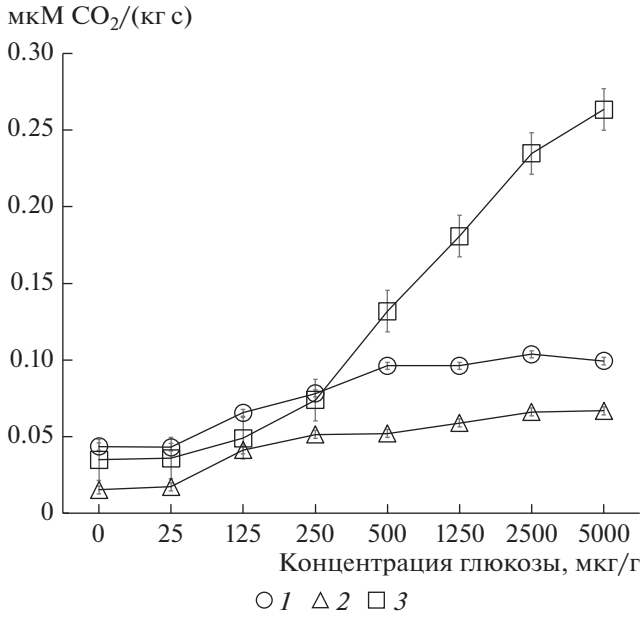

Рис. 2. Скорость образования CO_2 при разных концентрациях добавленной глюкозы при максимальной температуре в трех циклах измерения (*1* – низкая влажность (цикл 1), *2* – низкие температуры (цикл 2), *3* – повышенная влажность (цикл 3)).

F_1 и F_2 – активность выделения CO_2 при 25°C, до и после понижения температуры, F_3 – активность выделения CO_2 при 15°C.

Статистический анализ данных

Скорости образования CO_2 и рассчитанные значения Q_{10} тестировали на нормальность распределения (тест Колмогорова–Смирнова) и однородность выборки (тест Левина). Затем раздельно для скорости образования CO_2 и для значений Q_{10} проводили двухфакторный дисперсионный анализ вариации с повторяющимися измерениями. Двумя главными факторами были концентрация глюкозы (8 уровней – 8 концентраций, включая контроль) и цикл (три уровня – циклы 1–3). Повторяющимися измерениями были 40 временных точек для скорости образования CO_2 и 8 точек для Q_{10}. Анализ выявил отсутствие влияния времени на Q_{10}, т.е. значения не изменялись во времени (рис. 1В). Поэтому для каждого варианта были посчитаны средние значения и проведен двухфакторный дисперсионный анализ как описано выше, но без повторяющихся измерений. Все эффекты были достоверными при $P < 0.050$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Q_{10} для скорости реакции определяется как коэффициент, показывающий во сколько раз скорость реакции возрастает с повышением температуры на каждые 10°C [7, 29]. Температурную чувствительность (Q_{10}) минерализации углерода и базального дыхания изучают сейчас во всем мире [1, 5, 31]. Предложенная методика имеет следующие преимущества: 1) она основана на регулярном кратковременном понижении температуры, что позволяет учесть лимитирование скорости реакции субстратом, 2) расчет Q_{10} проводится без подгонки экспоненциальных моделей, что исключает математические ошибки и уменьшает трудозатраты, 3) автоматизация измерений увеличивает точность измерений, стандартизацию времени пребывания при той или иной температуре, повышает производительность [16]. Автоматизация измерений и высокая производительность потенциально позволяют экспериментально протестировать множество гипотез относительно влияния тех или иных субстратов или экологических факторов на Q_{10}. Отметим, что автоматизация измерений скорости образования CO_2 была предложена ранее [16], наш вклад заключается в автоматическом варьировании температуры и способе расчета Q_{10}, учитывающим уменьшение скорости образования CO_2 со временем. В настоящей работе тестировали влияние добавления глюкозы в разных концентрациях, а также влажности и температурного диапазона на Q_{10} базального дыхания.

На рис. 1А показан температурный режим во время инкубации в циклах 1 и 3, где температура периодически снижается с 25 до 15°C. Скорость образования CO_2 в процессе инкубации почвы постепенно снижается, как в каждом цикле понижения температуры, так и на протяжении всего эксперимента (рис. 1Б). Последнее объясняется потерей легкодоступного углерода и постепенным высыханием образца из-за вентиляции сосудов воздухом [16]. Однако, несмотря на уменьшение активности со временем, рассчитанные значения Q_{10} колебались около 2, не изменялись со временем (рис. 1В), и не сильно различались между повторностями, т.е. метод дает стабильные результаты.

Скорость выделения CO_2, как и предполагалось, оказалась ниже при 20°C, чем при 25°C (рис. 2). При увеличении влажности почвы наблюдалось резкое увеличение скорости потока CO_2, т.е. свежие образцы были сухими, и влажность ограничивала активность микроорганизмов. Также ожидаемо фиксировали увеличение скорости образования CO_2 с ростом концентрации глюкозы, поскольку скорость реакции зависит от количества субстрата.

Наибольший эффект на Q_{10} оказал температурный диапазон, т.е. при низких температурах (10–20°C), величина Q_{10} была значимо больше (рис. 3), чем при более высоких температурах (15–25°C). Уменьшение температурной чувствительности при повышении температурного диапазона отмечено Аррениусом [7, 12], причина этого явления заключается в том, что при увеличении температу-

ры растет скорость реакции, но и уменьшается доступность (концентрация) субстрата, причем доступность субстрата уменьшается быстрее.

Эффект концентрации вносимого С был отрицательным и наблюдался только в низких диапазонах температур (цикл 2). В высоких диапазонах температур, как при низкой, так и при высокой влажности, добавление глюкозы в разных концентрациях не оказывало сколько-нибудь существенного влияния на Q_{10} базального дыхания.

Ранее предложено две концепции влияния температуры на минерализацию углерода, связанные с качеством и доступностью органического вещества [12]. Концепция о качестве (кинетическая теория Аррениуса [7]) предполагает, что органическое вещество почвы – смесь разных веществ, каждое из которых обладает своей энергией активации, т.е. для минерализации этих веществ необходима некая минимальная температура. Большинство молекул органического вещества почв стабильно, т.е. имеет высокую энергию активации и начинает разлагаться при высоких температурах [12]. Напротив, глюкоза обладает низкой энергией активации может минерализоваться при более низких температурах, по этой же причине при внесении глюкозы микроорганизмы разлагают ее много быстрее, чем органическое вещество почв [12, 14]. Поэтому поток CO_2 при внесении глюкозы, а также температурная чувствительность минерализации С должны определяться именно минерализацией глюкозы [10, 12, 20, 25, 28]. Таким образом, внесение глюкозы должно уменьшать Q_{10} минерализации С. Противоположное действие на Q_{10} оказывает доступность микроорганизмам органического субстрата. Причем речь идет о его доступности в местах ферментативной активности, т.е. в почвенном образце органического вещества в среднем может быть много, но его концентрация в местах реакций низкая. Возникает диффузионный транспорт, который зависит и от влажности, и от температуры. В целом уменьшение концентрации доступного субстрата приводит к занижению Q_{10}, и именно этим объясняется уменьшение величины Q_{10} в более высоких диапазонах температур. В нашем исследовании экспериментально подтвердилась кинетическая теория Аррениуса, и наблюдалось увеличение значений Q_{10} при низких диапазонах температур (цикл 3) по сравнению с высокими диапазонами температур (рис. 3). Однако ни кинетическая теория Аррениуса, ни концепция о доступности не объясняют отсутствие влияния глюкозы и ее концентрации на Q_{10} базального дыхания в циклах 2 и 3. В более современных работах говорится о существенном влиянии на Q_{10} минерализации С прайминга – кратковременного изменения скорости минерализации С при добавлении углерода или азота [2, 32]. Мы предполагаем, что уменьшение величины Q_{10} минерализации С при увеличении концентрации глюкозы, которое наблюдали в низких диапазонах температур, связано именно с прайминговом. Причем, прайминг, скорее всего, существует и в высоких диапазонах температур. Но при низких температурах величина Q_{10} базального дыхания стала больше, что сделало участие новых фракций органического вещества в минерализации более контрастными по Q_{10}.

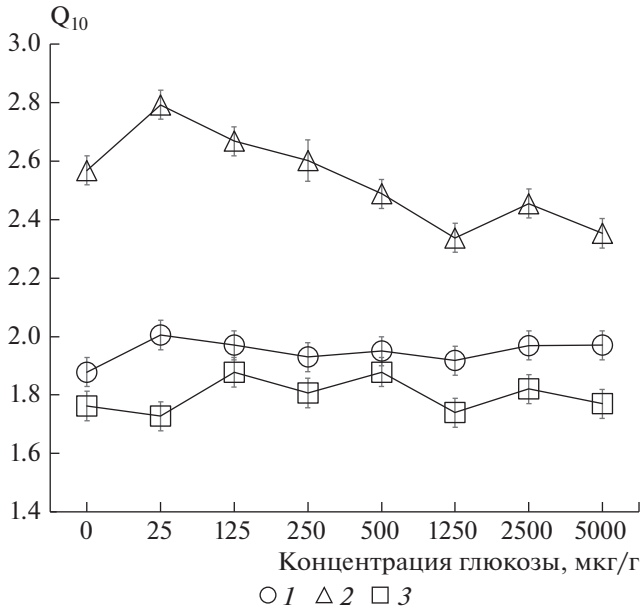

Рис. 3. Зависимость Q_{10} для каждого из трех циклов от концентрации вносимой глюкозы (*1* – низкая влажность (цикл 1), *2* – низкие температуры (цикл 2), *3* – повышенная влажность (цикл 3)).

Если бы показатель Q_{10} минерализации глюкозы существенно отличался от Q_{10} минерализации органического вещества почв, то эффект добавления глюкозы наблюдали и в высоких диапазонах температур. В низких диапазонах температур, согласно кинетической теории Аррениуса, уменьшилась доля минерализуемого органического вещества, значимо вырос Q_{10} минерализации С. Мы предполагаем, что добавление глюкозы вызвало лимитацию

Таблица 1. Результаты двухфакторного дисперсионного анализа (значения *P*). Показано влияние времени инкубации для первого дисперсионного анализа, влияние всех остальных факторов взято из второго дисперсионного анализа, где время не учитывалось, а были рассчитаны средние значения по времени

Фактор	Значение *P*	
	скорость выделения CO_2	Q_{10}
Концентрация глюкозы	<0.001	0.235
Цикл инкубации	<0.001	<0.001
Время	0.045	0.187
Концентрация × цикл	0.160	<0.001

развития микроорганизмов по азоту. Для его добычи микроорганизмы стали минерализовать то органическое вещество, которое минерализовалось при высоком диапазоне температур, но перестало – при низком. Минерализация этой фракции органического вещества за счет прайминга приблизила Q_{10} к значениям, наблюдаемым в верхних диапазонах температур. Это предположение подтверждает тот факт, что величина Q_{10} базального дыхания уменьшалась при добавлении глюкозы в тех концентрациях (25–1250 мкг С/г), при котором отмечается максимальный прайминг [15].

Не менее важный факт, подтвержденный в данном эксперименте – это уменьшение значений Q_{10} с увеличением влажности почвы (рис. 3). Наиболее вероятным объяснением уменьшения Q_{10} при повышении влажности является увеличение скорости диффузии органического вещества к местам локализации центров ферментативных реакций [3, 4, 6, 11, 23, 30], что подтверждает концепцию о влиянии доступности органического вещества на Q_{10} минерализации углерода.

Итак, экологические факторы по-разному влияют на Q_{10} минерализации почвенного органического вещества. Превалирующие теории (кинетическая Аррениуса и о доступности органического вещества) не объясняют всего многообразия эффектов. Добавление к ним теории о прайминге органического вещества и его температурной чувствительности может существенно улучшить понимание и предсказуемость поведения Q_{10} минерализации углерода при изменяющихся факторах окружающей среды.

ВЫВОДЫ

1. Подтверждено, что Q_{10} базального дыхания почв выше при низких диапазонах температур, а в высоких диапазонах уменьшается (согласно кинетической теории Аррениуса).

2. Впервые показано, что добавление глюкозы уменьшает Q_{10}, наиболее четко этот эффект виден в низких диапазонах температур. Предложено, что прайминг ответственен за влияние глюкозы на величину Q_{10} минерализации С при низких температурах.

3. Подтвержден эффект влажности почвы на Q_{10}. Повышение влажности почв уменьшает Q_{10} из-за увеличения диффузии органического вещества к местам локализации ферментативных реакций, подтверждая концепцию о влиянии лимитации субстратом Q_{10} минерализации С.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты № 17-04-01776 и 18-54-52005.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Евдокимов И.В., Юсупов И.А., Ларионова А.А., Быховец С.С., Глаголев М.В., Шавнин С.А.* Тепловое воздействие факела попутного газа на биологическую активность почвы // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1485–1493.
2. *Журавлева А.И., Алифанов В.М., Благодатская Е.В.* Влияние контрастных трофических условий на величины затравочного эффекта в серых лесных почвах // Почвоведение. 2018. № 2. С. 203–210.
3. *Иванов А.В., Браун М., Татауров В.А.* Сезонная и суточная динамика эмиссии CO_2 из почв кедровых лесов южного Сихотэ-Алиня // Почвоведение. 2018. № 3. С. 297–303.
4. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Галлардо Ланчо Х.Ф., Ем К.Т.* Оценка скорости минерализации органического вещества почв в лесных экосистемах внутриконтинентального умеренного, средиземноморского и тропического муссонного климата // Почвоведение. 2012. № 1. С. 82–94.
5. *Ларионова А.А., Квиткина А.К., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Стулин А.Ф.* Влияние температуры на интенсивность разложения лабильного и устойчивого органического вещества агрочернозема // Почвоведение. 2013. № 7. С. 803.
6. *Ларионова А.А., Мальцева А.Н., Лопес де Гереню В.О., Квиткина А.К., Быховец С.С., Золотарева Б.Н., Кудеяров В.Н.* Влияние температуры и влажности на минерализацию и гумификацию лиственного опада в модельном инкубационном эксперименте // Почвоведение. 2017. № 4. С. 438–448.
7. *Arrhenius S.* Uber die Reaktions geschwindigkeit bei der Inversion von Rohrzucker durch Sauren // Z. Phys. Chem. 1889. V. 4. P. 226–248.
8. *Chapin S.F. III, McFarland J., McGuire D.A., Euskirchen E.S., Ruess R.W., Kielland K.* The changing global C cycle: linking plant-soil C dynamics to global consequences // J. Ecology. 2009. V. 97. P. 840–850.
9. *Cox P.M., Betts R.A., Jones C.D., Spall S.A., Totterdell I.J.* Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model // Nature. 2000. V. 408. P. 184–187.
10. *Dai S.S., Li L.J., Ye R., Zhu-Barker X., Horwath W.R.* The temperature sensitivity of organic carbon mineralization is affected by exogenous carbon inputs and soil organic carbon content // Eur. J. Soil Biol. 2017. V. 81. P. 69–75.
11. *Davidson E.A., Belk E., Boone R.D.* Soil water content and temperature as independent or confound factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. // Global Change Biology. 1998. V. 4. P. 217–227.
12. *Davidson E.A., Janssens I.A.* Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change // Nature. 2006. V. 440. P. 166–169.
13. *Davidson E.A., Janssens I.A., Luo Y.* On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q_{10} // Global Change Biology. 2006. V. 12. P. 154–155.
14. *Davidson E.A., Trumbore S.E., Amundson R.* Soil warming and organic carbon content // Nature. 2000. V. 408. P. 789–790.

15. *de Graaff M., Classen A.T., Castro H.F., Schadt C.W.* Labile soil carbon inputs mediate the soil microbial community composition and plant residue decomposition rates // New Phytologist. 2010. V. 188. P. 1055–1064.
16. *Heinemeyer H., Insam O., Kaiser E. A., Walenzik G.* Soil microbial biomass and respiration measurements: An automated technique based on infra-red gas analysis // Plant and Soil. 1989. V. 116. № 2. P. 191–195.
17. *Houghton R.A., Davidson E.A., Woodwell G.M.* Missing sinks, feedbacks, and understanding the role of terrestrial ecosystems in the global carbon balance // Global Biogeochemical Cycles. 1998. V. 12. P. 25–34.
18. *Karhu K., Auffret M.D., Dungait J.A., Hopkins D.W., Prosser J.I., Singh B.K., Subke J.A., Wookey P.A., Agren G.I., Sebastià M.T. et al.* Temperature sensitivity of soil respiration rates enhanced by microbial community response // Nature. 2014. V. 513. № 7516. P. 81–84.
19. *Kirschbaum M.U.F.* The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage // Soil Biol. Biochem. 1995. V. 27. P. 753–760.
20. *Larionova A.A., Yevdokimov I.V., Bykhovets S.S.* Temperature response of soil respiration is dependent on concentration of readily decomposable C // Biogeosciences. 2007. V. 4. P. 1073–1081.
21. *Liski J., Ilvesniemi H., Makela A., Westman K.J.* CO_2 emissions from soil in response to climatic warming are overestimated-The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature // Ambio. 1999. V. 28. P. 171–174.
22. *Lloyd J., Taylor J.A.* On the temperature dependence of soil respiration // Funct. Ecology. 1994. V. 8. P. 315–323.
23. *Lopes de Gerenyu V.O., Kurganova I.N., Rozanova L.N., Kudeyarov V.N.* Effect of soil temperature and moistureon CO_2 evolution rate of cultivated Phaeozem: analysis of a long-term field experiment // Plant Soil Environ. 2005. V. 51. № 5. P. 213–219.
24. *Luo Y.* Terrestrial carbon cycle feedback to climate warming // Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst. 2007. V. 38. P. 683–712.
25. *Min K., Lehmeier C.A., Billings S.A.* Carbon availability modifies temperature responses of heterotrophic microbial respiration, carbon uptake affinity, and stable carbon isotope discrimination // Frontiers in Microbiology. 2016. V. 7. P. 2083.
26. *Raich J.W., Schlesinger W.H.* The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate // Tellus B. 1992. V. 44. P. 81–99.
27. *Schimel D.S., Braswell B.H., Holland E.A., McKeown R., Ojima D.S., Painter T.H., Parton W.J., Townsend A.R.* Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils // Global Biogeochemistry Cycles. 1994. V. 8. P. 279–293.
28. *Song M., Jiang J., Cao G., Xu X.* Effects of temperature, glucose and inorganic nitrogen inputs on carbon mineralization in a Tibetan alpine meadow soil // Eur. J. Soil Biol. 2010. V. 46. № 6. P. 375–380.
29. *Van't Hoff J.H.* Lectures on Theoretical and Physical Chemistry. London: Edward Arnold, 1898. Part 1. Chemical Dynamics.
30. *Zheng Z.M., Yu G.R., Fu Y.L., Wang Y.S., Sun X.M., Wang Y.H.* Temperature sensitivity of soil respiration is affected by prevailing climatic conditions and soil organic carbon content: A trans-China based case study // Soil Biol. Biochem. 2009. V. 41. № 7. P. 1531–1540.
31. *Zhou T., Shi P., Hui D., Luo Y.* Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q_{10}) and its implications for carbon-climate feedback // J. Geophysical Res. 2009. V. 114. P. 1–2.
32. *Zhu B., Cheng W.* Rhizosphere priming effect increases the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition // Global Change Biology. 2011. V. 17. P. 2172–2183.

Temperature Sensitivity (Q_{10}) of Soil Basal Respiration as a Function of Carbon Substrate Available, Temperature and Soil Moisture

M. S. Gromova[1], A. I. Matvienko[1], M. I. Makarov[2], C.-H. Cheng[3], and O. V. Menyailo[1, *]

[1]*Sukachev Institute of Forest SB RAS, Federal Research Center "Krasnoyarsk Science Center SB RAS", Krasnoyarsk, 660036 Russia*

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

[3]*School of Forestry and Resources Conservation, National Taiwan University, Taipei, 106 Taiwan*

**e-mail: menyailo@hotmail.com*

Basal respiration is one of the key indicators of soil C mineralization. Temperature sensitivity (Q_{10}) of basal respiration is important for predicting changes in C mineralization due to warming. New methodology of Q_{10} of soil basal respiration is proposed. Soil samples were incubated at 25°C with periodic short-term decreasing of temperature to 15°C and high frequency measurements of CO_2 production rates. The temperature sensitivity is estimated as the average rate of CO_2 production at 25°C (before and after temperature decrease) divided by the rate of CO_2 production at 15°C. With this method we demonstrated that glucose addition most strongly affects the Q_{10} values at low temperature ranges (20–10°C), while temperature range affects Q_{10} more strongly than glucose additions. The negative effect of soil moisture on Q_{10} of basal respiration was demonstrated: the Q_{10} values decreased with increasing soil moisture.

Keywords: organic carbon, mineralization, greenhouse gases, carbon cycle

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 372–378

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.46:631.445.24:631.95

МИКРОБНАЯ БИОМАССА, ДЫХАТЕЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ И АЗОТФИКСАЦИЯ В ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЕ ПРЕДУРАЛЬЯ ПРИ РАЗЛИЧНОМ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ

© 2020 г. Н. Е. Завьялова[a], *, М. Т. Васбиева[a], Д. С. Фомин[a]

[a] *Пермский НИИСХ ПФИЦ УрО РАН, ул. Культуры, 12, с. Лобаново, Пермский район, Пермский край, 614532 Россия*

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

Поступила в редакцию 09.04.2019 г.
После доработки 15.07.2019 г.
Принята к публикации 27.10.2019 г.

Изучены показатели микробиологической активности целинной (смешанный лес, злаково-разнотравный луг) и пахотной (бессменный чистый пар, бессменный посев ячменя, полевой севооборот, многолетняя бобовая культура) дерново-подзолистой почвы (Eutric Albic Retisols (Abruptic, Loamic, Cutanic)) Пермского края. В зависимости от типа землепользования содержание органического углерода (метод бихроматного окисления) в почве варьировало от 0.78 до 1.57%, углерода микробной биомассы (метод субстрат индуцированного дыхания) от 366 до 1236 мкг/г, скорость базального дыхания от 1.62 до 3.13 мкг $C–CO_2$/(г ч) и азотфиксирующая способность (ацетиленовый метод) от 11.53 до 77.18 мкг C_2H_4/к(г ч). Максимальные значения изученных показателей отмечены в почве под смешанным лесом, минимальные – в бессменном пару (42 года). В почве под лесом отмечено низкое удельное дыхание микробной биомассы 2.5 мкг $C–CO_2$/(мг $C_{мик}$ ч), что свидетельствует об устойчивости и зрелости данной экосистемы. Более стабильное функционирование микробного сообщества среди рассматриваемых пахотных почв наблюдали при длительном возделывании многолетней бобовой культуры (30 лет) – козлятника восточного (*Galéga orientalis*). Содержание органического вещества, углерода микробной биомассы и удельное микробное дыхание под козлятником соответствовали почве лесной экосистемы. Установлена высокая и средняя корреляционная зависимость содержания углерода микробной биомассы и базального дыхания от общего содержания органического углерода и его лабильной фракцией.

Ключевые слова: органический углерод почвы, углерод микробной биомассы, базальное дыхание, микробиоценоз, нитрогеназная активность

DOI: 10.31857/S0032180X20030120

ВВЕДЕНИЕ

При окультуривании целинные дерново-подзолистые почвы утрачивают специфические черты естественных микробных сообществ. Смена естественной растительности культурной, обогащение почв минеральными элементами и доступными органическими соединениями резко изменяют условия обитания микроорганизмов. Состояние микробного сообщества почвы зависит от используемых агротехнических приемов (применения удобрения, возделывания почвозащитных культур, вида севооборота, техники заделки растительных остатков) [9, 11, 14]. Общую закономерность влияния агротехнологий на почвенные микроорганизмы отражает показатель продуцирования ими углекислого газа [15, 17, 22, 24]. По динамике и скорости продуцирования углекислоты можно судить о напряженности биологических процессов, а также оценить потери органического вещества вследствие развития процессов минерализации [3]. Микробная биомасса считается наиболее лабильным компонентом органического вещества, в первую очередь реагирующим на изменения окружающей среды и отражающим тренд накопления или минерализации органического вещества почвы [1, 4, 13]. Почвы разных климатических зон различаются по содержанию микробной биомассы и ее чувствительности к природным и антропогенным воздействиям. В дерново-подзолистой почве изменения содержания микробной биомассы на 59% определялись влиянием антропогенных факторов и лишь на 14% – сезонными колебаниями, тогда как в выщелоченном черноземе вклад этих факторов равнялся 5 и 66% соответственно [1]. Микробная биомасса, ее активность и разнообразие микробного сообщества широко используются в международных мониторинговых исследованиях [30, 31, 33] в качестве индикаторов устойчивости почв к внешним воздействиям [35]. По данным [20, 21], в пахотных почвах содержание микробной биомассы значи-

Таблица 1. Агрохимические свойства дерново-подзолистой почвы

Вариант	Глубина, см	$C_{орг}$	$C_{0.1M\ Na_4P_2O_7}$	pH_{KCl}	S	Hг	Ca	Mg	*V*, %	$N_{общ}$	P_2O_5
		%			смоль(экв)/кг					мг/кг	
Чистый пар (бессменно)	0–20	0.78	0.17	4.7	21.3	2.7	15.4	2.2	89	980	163
Ячмень (бессменно)	0–20	1.09	0.21	4.8	22.3	3.1	15.0	3.0	88	1078	214
Козлятник восточный (бессменно)	0–20	1.44	0.28	4.9	18.3	2.8	12.9	3.8	87	1940	160
Полевой восьмипольный севооборот	0–20	1.04	0.26	5.2	21.4	2.4	12.0	1.8	90	1120	185
Злаково-разнотравный луг	0–20	1.25	0.20	4.8	21.2	2.2	13.9	2.5	91	1490	290
Смешанный лес	3–20	1.57	0.57	4.2	20.0	6.4	12.0	3.2	76	2660	168
$НСР_{05}$	–	0.09	0.04	0.2	1.3	0.2	0.4	$F_ф < F_т$		120	36

Примечание. *V* – насыщенность основаниями.

тельно меньше, чем под лесом и залежью. Доля микробного углерода в общем углероде почвы варьирует от 1 до 15% [4, 24].

Важный процесс, характеризующий интенсивность протекающих биологических процессов в почве – азотфиксация. Азот – биогенный элемент, изменения и превращения которого в почве напрямую связаны с органическим веществом и микробиологической активностью почвы [16, 25, 28]. В агроэкосистемах биогеохимический цикл азота сильно нарушен из-за регулярных обработок почвы, внесения удобрений, применения севооборотов разных типов и выноса значительного количества азота с урожаем. Важнейшим источником поступления азота в почву служит биологический, фиксируемый микроорганизмами азот атмосферы, составляющий более половины общего количества этого элемента, поступающего в почву. Ацетиленовый метод показывает, что 70–80% культур бактерий, выделяемых из почвы на питательные среды, фиксируют азот. Способность азотфиксаторов активно размножаться в почве и проявлять свои многогранные качества весьма ограничена из-за дефицита легкодоступных органических веществ в почве и высокой требовательности микроорганизмов к условиям среды обитания [10, 12, 19].

Цель работы – оценить интенсивность продуцирования CO_2 почвенными микроорганизмами, содержание углерода микробной биомассы и экофизиологический статус микробного сообщества дерново-подзолистой почвы естественных и агроэкосистем.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования служила дерново-подзолистая тяжелосуглинистая почва (Eutric Albic Retisols (Abruptic, Loamic, Cutanic)) естественных экосистем – под смешанным лесом, злаково-разнотравным лугом и агроэкосистем – под многолетней бобовой культурой – козлятник восточный (*Galéga orientalis*) и длительных стационарных опытов. Лес смешанный хвойно-широколиственный с богатым травяным покровом. В древостое широко представлены береза, осина, реже клен, из хвойных – ель, пихта, сосна. Хорошо развит второй ярус и подлесок из рябины, липы, ольхи, черемухи и др. В напочвенном покрове преобладают кисличные, кислично-папоротниковые и разнотравно-злаково-папоротниковые растительные сообщества. Толщина лесной подстилки под пологом смешанного леса составляет около 3 см. Видовой состав травостоя естественного злаково-разнотравного луга: 62.0 – злаковые, 13.5 – бобовые, 24.5% – разнотравье. Травостой не отчуждается. Травостой козлятника 1988 г. посева используется для получения семян. После уборки семян солома отчуждается. В стационарных опытах, заложенных в 1977–1978 гг. на опытном поле Пермского НИИСХ ПФИЦ УрО РАН, для изучения выбраны варианты: чистый пар (бессменно), ячмень яровой (бессменно), восьмипольный полевой севооборот (чистый пар, озимая рожь, картофель, пшеница с подсевом клевера, клевер первого года пользования, клевер второго года пользования, ячмень, овес). Исследования проводили в вариантах без применения удобрений.

Дерново-подзолистая почва изучаемых естественных и агроэкосистем характеризуется очень низким и низким содержанием органического углерода (0.78–1.57%), сильно-, средне- и слабокислой реакцией среды (pH_{KCl} 4.2–5.2) высоким и очень высоким содержанием подвижного фосфора (160–290 мг/кг, по Кирсанову) (табл. 1). Сумма обменных оснований составила 18.3–22.3 смоль(экв)/кг, степень насыщенности основаниями – 76–91%. Варьирование свойств почвы зависело от степени окультуренности и характера растительного покрова.

Гранулометрический состав почвы (по Н.А. Качинскому) – тяжелосуглинистый. Содержание

Таблица 2. Гранулометрический состав дерново-подзолистой почвы, %

Вариант	Пыль крупная 0.05–0.01 мм	Пыль средняя 0.01–0.005 мм	Пыль мелкая 0.005–0.001 мм	Ил <0.001 мм	Песок мелкий 0.25–0.05 мм	Песок средний 1.0–0.25 мм	Физическая глина <0.01 мм
Чистый пар (бессменно)	31.3	5.3	18.9	18.8	20.5	5.2	43.0
Ячмень (бессменно)	38.1	7.5	18.5	16.6	16.9	2.4	42.6
Козлятник восточный (бессменно)	28.8	9.6	16.9	17.1	23.1	4.6	43.6
Полевой восьмипольный севооборот	34.3	12.4	18.9	13.6	19.4	1.4	44.9
Злаково-разнотравный луг	25.7	10.7	15.7	19.0	22.3	6.6	45.4
Смешанный лес	15.3	9.6	17.5	16.6	32.3	8.6	43.7

физической глины – 42.6–45.4% (табл. 2). Частицы крупной пыли (0.01–0.05 мм) доминируют (кроме смешанного леса), на их долю приходится от 25.7 до 38.1% суммы всех фракций. Под смешанным лесом в составе гранулометрических фракций преобладает песок мелкий (0.25–0.05 мм) – 32.3%.

Почвенные образцы для исследования отбирали осенью ручным буром в слоях 0–20 см почвы в трех точках с каждой делянки. Содержание органического углерода в почве определяли по методу Тюрина в модификации ЦИНАО. Лабильное органическое вещество исследовали методом Дьяконовой (извлечение углерода 0.1 М раствором $Na_4P_2O_7$ при pH 7.0) [18].

Субстрат-индуцированное дыхание (**СИД**) почвы оценивали по скорости начального максимального дыхания микроорганизмов после обогащения почвы дополнительным источником углерода и энергии – глюкозой. Навеску почвы (1 г) помещали во флакон (объем 15 мл), добавляли раствор глюкозы (0.1 мл), результирующая концентрация которой составляла 10 мг/г, герметично закрывали и фиксировали время. Обогащенный глюкозой образец почвы инкубировали (3–5 ч при температуре 22°С), затем отбирали шприцем пробу газовой фазы из флакона и вводили в газовый хроматограф Chrom 5 (катарометр) для регистрации CO_2. Время отбора газовой пробы также фиксировали. Скорость СИД выражали в мкл CO_2/(г почвы ч). Углерод микробной биомассы ($C_{мик}$) почвы рассчитывали по формуле: $C_{мик}$ (мкг С/г почвы) = СИД (мкл CO_2/(г почвы ч)) × 40.04 + 0.37 [1, 3, 29].

Скорость базального (микробного) дыхания определяли в нативной (необогащенной) почве (24 ч, 22°С). Измерение базального дыхания (**БД**) выполняли как для СИД, а вместо раствора глюкозы в почву вносили воду (0.1 мл/г). Скорость БД выражали в мкг С–CO_2/(г ч) [1, 4].

Удельное дыхание микробной биомассы или микробный метаболический коэффициент (qCO_2) рассчитывали как отношение БД/$C_{мик}$ = = qCO_2 (мкг CO_2 С/(мг $C_{мик}$ ч)) [29]. Также рассчитывали долю углерода микробной биомассы в составе органического углерода почвы, как отношение $C_{мик}/C_{орг}$ (%) [1].

Для определения потенциальной активности азотфиксации применяли ацетиленовый метод [28]. В почву добавляли глюкозу в количестве 1% от массы воздушно-сухого образца. Флаконы инкубировали 24 ч при температуре 28°С, после чего закрывали резиновыми пробками и внутрь каждого флакона вводили ацетилен. Через 2 ч инкубации с ацетиленом в пробах газовой смеси определяли количество этилена в ацетилене газовохроматографическим методом. Количественные измерения проводили на хроматографе Chrom 5.

Измерения $C_{орг}$, СИД, БД, азотфиксации проводили в индивидуальных образцах в шестикратной повторности.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнительные данные, полученные в условиях агроценозов и ненарушенных земель, дают возможность оценить характер изменений, вызываемых антропогенными воздействиями. Наиболее высокое содержание органического углерода ($C_{орг}$ 1.57%) в дерново-подзолистой почве отмечено под смешанным лесом (слой 3–20 см). Сравнение фитоценозов с бессменным чистым паром показывает наглядную зависимость обновления и воспроизводства $C_{орг}$ в почве от поступающего

Таблица 3. Экофизиологические показатели состояния микробного сообщества верхнего горизонта дерново-подзолистой почвы (среднее ± стандартное отклонение)

Вариант	БД	СИД	$C_{мик}$, мкг/г	qCO_2, мкг C–CO_2/(мг $C_{мик}$ ч)	$\frac{C_{мик}}{C_{орг}}$, %	$\frac{C_{мик}}{C_{лаб}}$ $Na_2P_2O_7$, %	Азотфиксация, мкг C_2H_4/(кг ч)
	мкг C–CO_2/(г ч)						
Чистый пар (бессменно)	1.62 ± 0.56	9.1 ± 2.2	366 ± 88	4.4	4.7	21.5	11.53 ± 2.38
Ячмень (бессменно)	2.02 ± 0.36	10.3 ± 1.03	413 ± 42	4.9	3.8	19.7	15.54 ± 1.74
Козлятник восточный (бессменно)	2.75 ± 0.34	29.5 ± 5.57	1182 ± 223	2.3	8.2	42.2	47.60 ± 15.85
Полевой восьмипольный севооборот	2.86 ± 0.28	13.8 ± 2.54	554 ± 102	5.2	5.3	21.3	32.1 ± 3.87
Злаково-разнотравный луг	2.77 ± 0.35	14.3 ± 1.47	571 ± 59	4.8	4.6	28.6	62.14 ± 11.38
Смешанный лес	3.13 ± 0.30	30.9 ± 3.42	1236 ± 137	2.5	7.9	21.7	77.18 ± 22.96

органического материала. Почва, находящаяся под чистым паром с 1977 г., характеризовалась минимальным для данной климатической зоны уровнем органического углерода, его содержание было в 1.3–2.0 раза меньше, чем в почвах естественных экосистем и в вариантах, с возделыванием культур. Среди пахотных почв по количеству органического вещества выделился вариант с многолетней бобовой культурой – козлятником восточным ($C_{орг}$ 1.44%).

В соответствии со сложившимися представлениями потенциальное плодородие определяется общими запасами органического вещества, а эффективное содержанием лабильного, в котором сосредоточен ближайший резерв необходимых растениям элементов питания [8, 24, 27]. Максимальное содержание лабильного органического вещества ($C_{0.1M\ Na_4P_2O_7}$) также отмечено в почве под смешанным лесом – 0.57%. Доля от общего количества $C_{орг}$ составила 36%. Минимальное содержание $C_{0.1M\ Na_4P_2O_7}$ в пахотных почвах характерно для бессменного чистого пара и при бессменном возделывании ячменя (42 года) 0.17–0.21%. При возделывании культур в севообороте и под козлятником восточным количество лабильного органического вещества было выше в 1.2–1.6 раза. Доля $C_{0.1M\ Na_4P_2O_7}$ от общего содержания $C_{орг}$ в почвах агроэкосистем варьировала от 19 до 25%. В почве разнотравно-злакового луга отмечена наименьшая доля $C_{0.1M\ Na_4P_2O_7}$ – 16%.

В зависимости от типа землепользования количество $C_{мик}$ в почве варьировало от 366 до 1236 мкг/г (табл. 3). Максимальное содержание $C_{мик}$ отмечено в почве под смешанным лесом. Под злаково-разнотравным лугом количество $C_{мик}$ было в 2.2 раза меньше. Возделывание полевых культур в севообороте позволило поддержать содержание микробной биомассы на уровне целинной почвы злаково-разнотравного луга. Многолетнее (42 года) парование дерново-подзолистой почвы (интенсивная механическая обработка и отсутствие поступления растительных остатков) обусловило минимальное содержание микробной биомассы (в 3.4 раза меньше, чем под лесом). При бессменном возделывании ячменя поступление в почву растительных остатков даже в незначительном количестве несколько замедлило скорость минерализации органического вещества и соответственно увеличило содержания $C_{мик}$. По сравнению с бессменным чистым паром количество микробной биомассы было выше на 12.7%. Возделывание козлятника восточного на одном месте более 30 лет позволило поддерживать содержание микробной биомассы на уровне почвы под лесом. Установлена очень высокая корреляционная зависимость $C_{мик}$ с $C_{орг}$ ($r = 0.90$), и высокая с его лабильной фракцией ($r = 0.79$).

Доля углерода микробной биомассы в составе органического углерода почвы – важный показатель качества органического вещества. Он характеризует состояние и разнообразие микробного сообщества, а также степень его зрелости [32]. Минимальная доля углерода микробной биомассы в составе органического вещества почвы отмечена под бессменным ячменем (3.8%), что свидетельствует об обеднении исследуемой почвы различными эколого-трофическими группами микроорганизмов из-за отсутствия легкодоступного органического вещества. Наиболее благоприятные условия для развития почвенных микробиоценозов выявлены в почве под многолетней бобовой культурой, где содержание микробной биомассы составило 8.2% от общего содержания $C_{орг}$ и 42.2%

от лабильного. Растительные остатки козлятника восточного имеют благоприятный химический состав и являются легкогидролизуемым субстратом для почвенных микроорганизмов. В почве под смешанным лесом содержание $C_{0.1M\ Na_4P_2O_7}$ в 2 раза больше, чем под козлятником, однако характеризуется меньшей доступностью для почвенных микроорганизмов, о чем свидетельствует более низкая доля $C_{мик}$ в его составе 21.7%.

В дерново-подзолистой почве скорость БД была максимальной в почве под смешанным лесом и составила 3.13 мкг $C–CO_2$/(г ч). Минимальные значения БД были получены в бессменном пару и при бессменном возделывании ячменя и соответствовали 1.62 и 2.02 мкг $C–CO_2$/(г ч). На одном уровне БД было определено в почве севооборота, под бобовой культурой и злаково-разнотравным лугом. Установлена высокая корреляционная зависимость БД с $C_{орг}$ ($r = 0.81$) и средняя с его лабильной фракцией ($r = 0.67$). Аналогичные результаты получены в исследованиях [22]. В работе [7] между показателями БД и $C_{орг}$ и $C_{мик}$ и $C_{орг}$ отмечена слабая корреляция ($r = 0.28–0.36$).

Микробный метаболический коэффициент, в котором одновременно отражены изменения базального дыхания и микробной биомассы почвы, можно отнести к интегральным показателям биологического состояния почв. Он количественно описывает экофизиологический статус микробного сообщества и чувствителен к нарушениям в почве, по его величине можно прогнозировать продолжительность и глубину нарушений в экосистемах [1, 2, 5, 6, 26]. Высокая величина qCO_2 характерна для молодых и сильнонарушенных экосистем, более низкая – для старых или стабильных экосистем. Высокое qCO_2 может быть также связано с большей скоростью отмирания микробной биомассы. Наиболее низкое удельное дыхание микробной биомассы зафиксировано в почве под смешанным лесом и бобовой многолетней культурой – 2.3 и 2.5 мкг $C–CO_2$/(мг $C_{мик}$ ч), что свидетельствует об устойчивости данных экосистем. Удельное дыхание микробной биомассы в почве под севооборотом, бессменным паром, бессменным ячменем и злаково-разнотравным лугом варьировало в пределах 4.4–5.2 мкг $C–CO_2$/(мг $C_{мик}$ ч). Полученные результаты подтверждаются данными [1], где показано, что микробный метаболический коэффициент на пашне был в 2–3 раза выше, чем на целинной почве. Между углеродом микробной биологической массы и интегральным показателем qCO_2 установлена очень сильная отрицательная корреляционная зависимость ($r = – 0.92$), что говорит об увеличении qCO_2 для почв с низкой микробной биомассой. Такая закономерность была отмечена в работах [7, 34, 36].

Потенциальная азотфиксирующая активность микробных сообществ дерново-подзолистой почвы возрастала с повышением содержания органического углерода в почве и его лабильной составляющей и была максимальной в почве под лесом и лугом (77.18 и 62.14 мкг C_2H_4/к(г ч)). Установлена высокая корреляционная зависимость с $C_{орг}$ ($r = 0.87$) и его лабильной фракцией ($r = 0.73$). Азотфиксация пахотных почв была 1.6–6.7 раза ниже. В работе [23] отмечено, что восстановление процессов азотфиксации дерново-подзолистой почвы в условиях залежи (по сравнению с лесной экосистемой) не происходило даже спустя 13 лет после прекращения внесения минеральных удобрений и известкования. В бессменном пару зафиксирован минимальный уровень фиксации молекулярного азота – 11.53 мкг C_2H_4/к(г ч). Отмечено уменьшение в 2 раза азотфиксирующей активности микроорганизмов в почве под бессменным ячменем относительно почвы под севооборотом, что возможно связано с поступлением небольшого количества растительных остатков с высоким содержанием целлюлозы и обедненных азотом. Установлена высокая степень фиксации молекулярного азота атмосферы свободноживущими азотфиксаторами и клубеньковыми бактериями под козлятником восточным (47.60 мкг C_2H_4/(кг ч)). Потенциальная азотфиксирующая способность почвы уменьшалась в ряду: смешанный лес–злаково-разнотравный луг–козлятник восточный–севооборот–бессменный ячмень–бессменный чистый пар.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В дерново-подзолистой почве под смешанным лесом установлено наибольшее содержание органического углерода (1.57%), его лабильной фракции (0.57%), углерода микробной биомассы (1236 мкг/г), максимальная скорость продуцирования CO_2 (3.13 мкг $C–CO_2$/(г ч)) и азотфиксация (77.18 мкг C_2H_4/к(г ч)). Отмечено низкое удельное дыхание микробной биомассы в почве – 2.5 мкг $C–CO_2$/(мг $C_{мик}$ ч), что свидетельствует об устойчивости и стабильности данной экосистемы. Многолетнее (42 года) парование дерново-подзолистой почвы (интенсивная механическая обработка и отсутствие поступления растительных остатков) обусловило минимальное содержание органического вещества, микробной биомассы, базальное дыхание и азотфиксацию (в 1.9–6.7 раза меньше, чем под лесом). При бессменном возделывании ячменя и возделывании полевых культур в севообороте поступление в почву растительных остатков (даже в незначительном количестве) замедлило скорость минерализации органического вещества и соответственно увеличило содержания $C_{мик}$ и микробную дыхательную активность.

Количество общего органического углерода, микробная биомасса, скорость продуцирования CO_2 по сравнению с бессменным паром возросли в 1.1–1.7 раза. Лучшие условия функционирования и более слабую степень нарушения устойчивости микробного сообщества среди рассматриваемых пахотных почв наблюдали при длительном возделывании многолетней бобовой культуры – козлятника восточного. Содержание органического вещества, углерода микробной биомассы и метаболический микробный коэффициент под козлятником соответствовали почве лесной экосистемы. Показано, что количество и качество органического субстрата, поступающего в почву при ее различном землепользовании, определяет содержание микробной биомассы и базальное дыхание. Установлена высокая корреляционная зависимость углерода микробной биомассы и базального дыхания с общим содержанием органического углерода ($r = 0.81–0.90$) и высокая и средняя – с его лабильной фракцией ($r = 0.67–0.79$).

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. 223 с.
2. *Ананьева Н.Д., Благодатская Е.В., Демкина Т.С.* Пространственное и временное варьирование микробного метаболического коэффициента в почвах // Почвоведение. 2002. № 10. С. 1233–1241.
3. *Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Гавриленко Е.Г.* Особенности определения углерода микробной биомассы почвы методом субстрат-индуцированного дыхания // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1327–1333.
4. *Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Рыжова И.М., Бочарникова Е.О., Стольникова Е.В.* Углерод микробной биомассы и микробное продуцирование двуокиси углерода дерново-подзолистыми почвами постагрогенных биоценозов и коренных ельников Южной тайги (Костромская область) // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1109–1116.
5. *Ананьева Н.Д., Благодатская Е.В., Демкина Т.С.* Оценка устойчивости микробных комплексов почв к природным и антропогенным воздействиям // Почвоведение. 2002. № 5. С. 580–587.
6. *Благодатская Е.В., Ананьева Н.Д., Мякишина Т.Н.* Характеристика состояния микробного сообщества почвы по величине метаболического коэффициента // Почвоведение. 1995. № 2. С. 205–210.
7. *Гавриленко Е.Г., Сусьян Е.А., Ананьева Н.Д., Макаров О.А.* Пространственное варьирование содержания углерода микробной биомассы и микробного дыхания почв южного Подмосковья // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1231–1245.
8. *Ганжара Н.Ф.* Гумус, свойства почв и урожай // Почвоведение. 1998. № 7. С. 812–819.
9. *Гончарова О.В., Телеснина В.М.* Биологическая активность постагрогенных почв (на примере Московской области) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2010. № 4. С. 24–31.
10. *Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умарова М.М.* Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096 https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038
11. *Дубенок Н.Н., Бородычев В.В., Лытов М.Н. и др.* Формирование бездефицитного баланса азота в почве при возделывании бобовых культур // Агрохимический вестник. 2007. № 5. С. 10–13.
12. *Егоров В.С.* Последействие разных систем удобрения на процессы несимбиотической азотфиксации и денитрификации на дерново-подзолистой почве // Проблемы агрохимии и экологии. 2008. №1. С. 13–16.
13. *Жукова А.Д., Хомяков Д.М.* Показатели микробного дыхания в почвенном покрове импактной зоны предприятия по производству минеральных удобрений // Почвоведение. 2015. № 8. С. 984–992. https://doi.org/.org/10.7868/S0032180X15080122
14. *Заварзин Г.А., Кудеяров В.Н.* Почва как главный источник углекислоты и резервуар органического углерода на территории России // Вестник РАН. 2006. Т. 76. № 1. С. 14–29.
15. *Звягинцев Д.Г., Бабьева И.П., Зенова Г.М.* Биология почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 445 с.
16. *Кудеяров В.Н., Курганова И.Н.* Дыхание почв России. Анализ базы данных многолетнего мониторинга. Общая оценка // Почвоведение. 2005. № 9. С. 1112–1121.
17. *Лыков А.М., Еськов А.Л., Новиков М.П.* Органическое вещество пахотных почв Нечерноземья. М., 2004. 630 с.
18. Методы определения активных компонентов в составе гумуса. М.: ВНИИА, 2010. 34 с.
19. *Никитишен В.И., Личко В.И.* Баланс азота в агросистемах на серых лесных почвах при длительном внесении удобрений // Почвоведение. 2008. № 4. С. 481–493.
20. *Полянская Л.М., Звягинцев Д.Г.* Содержание и структура микробной биомассы как показатель экологического состояния почв // Почвоведение. 2005. № 6. С. 706–714.
21. *Полянская Л.М., Лукин С.М., Звягинцев Д.Г.* Изменение состояния микробной биомассы при окультуривании // Почвоведение. 1997. № 2. С. 206–212.
22. *Приходько В.Е., Сиземская М.Л.* Базальное дыхание и состав микробной биомассы целинных, агро-лесомелиорированных полупустынных почва Северного Прикаспия // Почвоведение. 2015. № 8. С. 974–983. https://doi.org/.org/10.7868/S0032180X15080043
23. *Сазанов С.Н., Манучарова М.В., Горленко М.В., Умаров М.М.* Естественное восстановление микробиологических свойств дерново-подзолистой почвы в условиях залежи // Почвоведение. 2005. № 5. С. 575–580.

24. *Семёнов В.М., Когут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.

25. *Умаров М.М., Кураков А.В., Степанов А.Л.* Микробиологическая трансформация азота в почве. М.: ГЕОС, 2007. 136 с.

26. *Фрунзе Н.И.* Респираторная активность микробных сообществ пахотного чернозема Молдовы // Агрохимия. 2018. № 4. С. 59–64 https:// doi.org/.org/10.7868/S0002188118040087.

27. *Шарков И.Н.* Концепция воспроизводства гумуса в почвах // Агрохимия. 2011. № 12. С. 21–27.

28. *Эмер Н.Р., Семёнов А.М., Зелёнов В.В., Зинякова Н.Б., Костина Н.В., Голиченков М.В.* Ежесуточная динамика численности и активности азотфиксирующих бактерий на участках залежной и интенсивно возделываемой почвы // Почвоведение. 2014. № 8. С. 963–970. https://doi.org/.org/10.7868/S0032180X14080024

29. *Anderson J.P.E., Domsch K.H.* A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. V. 10. № 3. P. 215–221.

30. *Andrews S.S., Carroll C.R.* Designing a soil quality assessment tool for sustainable agroecosystem management // Ecological Applications. 2001. V. 11. P. 1573–1585. https://doi.org/.org/10.2307/3061079

31. *Doran J.W.* Soil health and sustainability: managing the biotic component of soil guality // Appl. Soil Ecol. 2000. V. 15. P. 3–15 https://doi.org/.org/10.1016/S0929-1393(00)00067-6

32. *Insam H., Domsch K.H.* Relationship between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of reclamation sites // Microb. Ecol. 1988. № 15. P. 177–188.

33. *Knoepp J.D., Coleman D.C., Crossley D.A., Clark J.S.* Biol. ogical indices of soil quality: an ecosystem case study of their use // Forest Ecol. Managem. 2000. V. 138. P. 357–368.

34. *Santruckova H., Sraskraba M.* On the relationship between specific respiration activity and microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1991. V. 23. № 6. P. 525–532.

35. *Seybold C.A., Herrick J.E., Brejda J.J.* Soil Resilience: A Fundamental component of soil quality // Soil Science. 1999. V. 194. № 4. P. 224–234.

36. *Winter K., Beese F.* The spatial distribution of soil microbial biomass in a permanent row crop // Biol. Fertil. Soils. 1995. V. 19. № 4. P. 322–326.

Microbial Biomass, Respiratory Activity and Nitrogen Fixation in Soddy-Podzolic Soils of the Pre-Urals Area under Various Agricultural Uses

N. E. Zavyalova[1, *], M. T. Vasbieva[1], and D. S. Fomin[1]

[1]*Perm Agriculture Institute of Russian Academy of Sciences, Lobanovo, 614532 Russia*

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

Indicators of microbiological activity of virgin (mixed forest, grass and grass meadow) and arable (permanent black fallow, permanent barley crop, field crop rotation, perennial legume crops) soddy-podzolic soils (Eutric Albic Retisols (Abruptic, Loamic, Cutanic)) of Perm oblast were studied. Depending on the type of land use, the content of organic carbon (bichromate oxidation method) in the soil varied from 0.78 to 1.57%, carbon microbial biomass (substrate-induced respiration method) from 366 to 1236 μg/g, basal respiration rate – from 1.62 to 3.13 mcg C–CO_2/g h and nitrogen-fixing ability (acetylene method) – from 11.53 to 77.18 mcg C_2H_4/kg h. The maximum values of the studied parameters were noted in the soil under the mixed forest, the minimum ones – in a permanent fallow (42 years). In the soil under forest, a low specific respiration of microbial biomass – 2.5 μg C–CO_2/mg Cmic h, was recorded, which indicates the stability and maturity of this ecosystem. The most stable functioning of the microbial community among the arable soils under consideration was observed during the long-term cultivation of a perennial legume crop (30 years), namely, oriental goatling (Galega orientalis). The content of organic matter, carbon, microbial biomass and specific microbial respiration under vetch were close to those of the soil of the forest ecosystem. A high and medium correlation dependence of microbial biomass carbon and basal respiration with total content of organic carbon and its labile fraction was found.

Keywords: soil organic carbon, carbon microbial biomass, basal respiration, microbiocenosis, nitrogenase activity

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 3, с. 379–386

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.45

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРЕДЫСТОРИИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЧВ С ИХ АЛЛЕЛОТОКСИЧНОСТЬЮ

© 2020 г. Г. Н. Федотов[a], *, И. В. Горепекин[a], А. Д. Позднякова[b], Ю. А. Завгородняя[a], С. А. Исакова[a]

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

[b] *Всероссийский НИИ мелиорированных земель, п. Эммаусс, 27, 170530 Россия*

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

Поступила в редакцию 02.04.2019 г.
После доработки 10.07.2019 г.
Принята к публикации 20.10.2019 г.

Изучено влияние предыстории и химических свойств почв на их аллелотоксичность. В исследовании использовали 12 образцов почв Русской равнины, 6 сортов семян яровой пшеницы, а также ячменя, ржи и тритикале. Установлено, что все изученные зерновые культуры однотипно ингибируются токсинами, содержащимися в почвах. Территории сельскохозяйственного использования независимо от выращиваемых культур характеризовались значительно большей аллелотоксичностью по сравнению с залежными и лесными участками. Полученные данные позволяют предположить, что применение севооборотов не всегда способно снизить почвоутомление. Это делает необходимым проведение оценки реального почвоутомления (аллелотоксичности почв) при применении севооборотов. Проведенная статистическая обработка данных свидетельствует о влиянии совокупности химических свойств почв на ингибирование прорастания семян и развития их проростков.

Ключевые слова: почвоутомление, замедление развития проростков, севооборот

DOI: 10.31857/S0032180X2003003X

ВВЕДЕНИЕ

При решении вопроса повышения плодородия почв принимается во внимание ее агрофизическое состояние, агрохимические и физико-химические свойства. Как следствие, практически все разработанные модели повышения продуктивности агрофитоценозов основаны на оптимизации именно этих показателей [9]. Однако почву нельзя рассматривать только как субстрат для влаги, воздуха и питательных элементов, необходимых растениям. Почвенная среда – один из наиболее активных компонентов биосферы, она полна жизнью, обладает высокой биохимической активностью, и живая часть почвенной среды в огромной степени определяет плодородие почв [10].

В настоящее время можно считать твердо установленным, что продуктивность агроэкосистем в значительной степени зависит от образования биологически активных веществ, их накопления в почвах и действия на растения [9]. В первую очередь речь идет о накоплении в почвах аллелотоксинов и вызванном этим почвоутомлении [1–3, 5, 18, 22, 24].

До середины прошлого столетия большого интереса к явлению почвоутомления не проявлялось. По-видимому, в определенной степени это было связано с успехами химизации, на фоне которых данная проблема казалась незначительной. Стали доминировать идеи о том, что в условиях высокой степени химизации, развития мелиорации и интенсивной обработки почвы необходимость чередования культур, а, следовательно, и проблема почвоутомления перестанут существовать [10]. Это было одной из причин, по которой изучению вопроса аллелотоксичности почв уделяли недостаточно внимания, не учитывая широкое распространение данного явления [5] и того, что оно является важным дополнительным фактором повышения плодородия почв[1] [9].

Другой причиной стала сложность изучения аллелотоксичности почв, основанная на невозможности использования методов химического анализа для определения наличия аллелотоксичности и ее величины. Применение метода вытяжек из почв позволяет установить в них наличие аллелотоксинов, но их индивидуальные концентрации соответствуют областям стимуляции, а не угнетения[2].

[1] По данным ФАО потери урожая от аллелотоксичности (токсикоза) почв в мире составляют в отдельные годы до 25%, и это явление – потенциально одна из самых больших угроз для мирового сельского хозяйства [10].

[2] Это объясняется тем, что аллелотоксины действуют в виде многокомпонентной смеси, эффект от которой не является простой суммой эффектов отдельных ее компонентов.

Поэтому основными способами изучения аллелотоксичности почв стали методы биотестирования. В большинстве случаев изучают влияние вытяжек из почв на прорастание семян и начальную стадию развития их проростков на полуколичественном уровне. Однако получаемые подобным образом результаты по аллелотоксичности почв хорошо соответствуют плодородию этих почв (коэффициент корреляции превышает 0.9) и урожайности на них сельскохозяйственных культур [6, 9].

В связи с тем, что разработана более совершенная методика, позволяющая получать количественную информацию об аллелотоксичности почв [16], представляло интерес изучить влияние предыстории и химических свойств почв на их аллелотоксичность.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на семенах яровой пшеницы (*Triticum*) сортов “Лиза”, “Злата”, “Эстер”, “Агата”, “Любава” и “РИМА”, озимого тритикале (*Triticosecale*) сорта “Немчиновский 56”, ярового ячменя (*Hordeum*) сорта “Нур” и озимой ржи (*Secale cereale*) сорта “Татьяна”.

В работе использовали образцы следующих почв: окультуренной дерново-подзолистой глубокоподзолистой глубокопахотной легкосуглинистой на покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями, после викоовсяной смеси (1), после горчицы (2), после картофеля (3), после ячменя (4); дерново-неглубокоподзолистой освоенной глубокопахотной легкосуглинистой на покровных суглинках, подстилаемых мореной, залежь с 2015 г. (5); дерново-неглубокоподзолистой освоенной глубокопахотной легкосуглинистой на покровных суглинках, подстилаемых мореной, залежь, иллювиальный горизонт (6); дерново-подзолистой освоенной глубокопахотной сильносмытой на покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями после картофеля с 2015 (7); глубокодерново-подзолистой слабодифференцированной легкосуглинистой на покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями, старопахотная под лесом, подстилка (8); агродерново-глубокоподзолистой супесчаной на водно-ледниковых (древнеозерных) отложениях, подстилаемой с глубины 92 см бескарбонатными лёссовидными (покровными) суглинками после пшеницы (9); чернозема типичного среднемощного среднесуглинистого на лёссовидных суглинках после картофеля (10); серой лесной освоенной слабосмытой среднесуглинистой на лёссовидных суглинках, подстилаемых мореной после пшеницы (11); каштановой среднемощной легкосуглинистой на элюво-делювиальных суглинках, залежь (12). Предполагали, что такое разнообразие объектов позволит лучше понять причины возникновения аллелотоксичности почв.

Также в работе использовали отмытый речной песок с частицами 0.5–0.8 мм, так как для оценки аллелотоксичности почв необходима точка отсчета, т.е. субстрат, который не содержит токсинов.

Было изучено влияние почв на изменение длины проростков[3] 7.5 г семян (~200 шт.) при их прорастании в различных почвах по сравнению с песком. Длину проростков определяли, используя экспресс-метод, основанный на существовании линейной зависимости между насыпным объемом проросших семян в воде и длиной их проростков [16]. Проросшие в почве или песке семена отмывали от субстрата и помещали порциями в мерный цилиндр на 100 мл с водой, размещенный на вибростоле[4], 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 груз массой 8 г в виде резиновой пробки, что приводило к уплотнению структуры. После помещения всех проросших семян в цилиндр на них клали груз и проводили дополнительное уплотнение структуры легкими постукиваниями (30–40) цилиндра с семенами о стол. Эти операции позволяли создать достаточно однородную структуру, а нижняя граница груза позволяла определять насыпной объем с точностью до 0.5 мл.

При проведении экспериментов на дно чашки диаметром 95 мм помещали 30 г почвы или песка, затем ровным слоем размещали 7.5 г семян, а сверху – 30 г почвы или песка соответственно. После этого в чашку равномерно добавляли из мерной пипетки воду. Использовали шестикратную повторность с последующей статистической обработкой результатов. В связи с использованием в одном опыте 1000–1200 семян удавалось минимизировать ошибку, связанную с их разным качеством [14]. В результате ошибка опыта не превышала 7% при 95%-ной доверительной вероятности. Большинство экспериментов проводили при температуре 23–26°C.

Хорошо известно, что существенным фактором, влияющим на скорость прорастания семян, является влажность почв. Очевидно, что при недостаточной влажности прорастание семян и развитие проростков будут замедляться из-за недостатка воды, а при избыточной влажности из-за недостатка кислорода. Поэтому сравнение субстратов, обладающих различным сродством к влаге (песка и почв), может быть корректно только в

[3] По мнению физиологов растений [11] до момента прорастания семян используются вещества, уже запасенные в них.

[4] Небольшой вибростол был изготовлен из электрического пускателя путем ограничения возможности магнитной катушки фиксировать сердечник в крайнем нижнем положении, что приводило к вибрации сердечника.

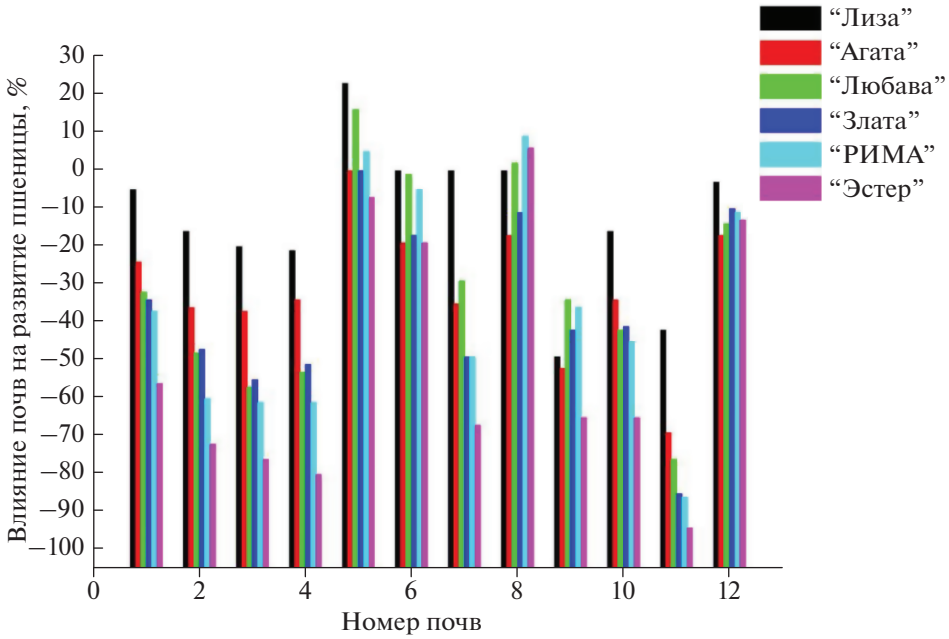

Рис. 1. Влияние почв на прорастание семян и развитие проростков пшеницы разных сортов. Номера почвы см. табл. 1.

точках, обеспечивающих оптимальные водно-воздушные условия и, соответственно, максимальную скорость развития в них семян. Оптимальное исходное количество воды для субстратов определяли по максимуму выделения углекислоты при проращивании семян в зависимости от содержания воды в субстрате [17].

Из химических свойств почв определяли pH KCl, содержание обменного калия, подвижного фосфора, обменного кальция, общее содержание углерода, азота и серы. Измерение pH и содержания в почвах калия (K_2O), фосфора (P_2O_5) и подвижного кальция проводили по стандартным методикам [12, 15] с использованием фотоколориметра КФК-3 и пламенного фотометра ПФМ. Определение содержания в почвах N, S, C проводили на CHNS-анализаторе Vario EL III, Elementar, Germany.

Для выявления зависимости ингибирования семян яровых пшениц от химических свойств почв применяли корреляционный и регрессионный анализы.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенный перед изучением аллелотоксичности почв химический анализ показал (табл. 1), что обеспеченность почв элементами питания достаточна для проведения испытаний, и химические свойства почв не могут лимитировать развитие семян.

Результаты по изучению влияния почв на прорастание семян пшеницы и развития их проростков представлены в табл. 2. На основе этих данных были построены кривые ингибирования различных сортов пшеницы изученными почвами (рис. 1). Хорошо видно, что сорта различаются по своему отношению к аллелотоксинам. Одни из них проявляют большую устойчивость к комплексу аллелотоксинов на всех почвах (сорт "Лиза"), а другие на всех почвах сильнее угнетаются аллелотоксинами ("Эстер"). Остальные сорта пшеницы занимают промежуточное положение.

Обращает на себя внимание отсутствие хаотичности в реакции сортов на комплексы аллелотоксинов различных почв. Практически не встречаются результаты, когда на какой-либо почве более устойчив к аллелотоксинам один сорт, а на другой почве этот сорт угнетается сильнее прочих.

Видно, что последовательность ингибирования сортов аллелотоксинами примерно сохраняется для каждой почвы, хотя соотношение между величинами ингибирования для разных сортов на почвах может отличаться. Явно прослеживается однотипность изменения ингибирования разных сортов яровой пшеницы, что подтверждается и тесной корреляцией между ними. Коэффициенты корреляции близки к единице (табл. 3). Этот факт позволяет в дальнейшем для исследования брать не все сорта, а только наиболее характерные.

Например, "Эстер" коррелирует со "Златой", "РИМОЙ" и "Любавой" с коэффициентом корреляции 0.940–0.977. С сортами "Лиза" и "Агата" корреляция меньше. Таким образом, для изучения влияния аллелотоксичности почв на прорастание

Таблица 1. Химические свойства исследованных в работе почв

№ почвы	Наименование почвы (по классификации почв СССР 1977 г.)	Предыстория использования	pH_{KCl}	$Ca_{обм}$	$P_2O_{5\ подв}$	$K_2O_{обм}$	$N_{общ}$	$S_{общ}$	$C_{общ}$
				мг/100 г			%		
1	Окультуренная дерново-подзолистая глубокоподзолистая глубокопахотная легкосуглинистая на покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями	Викоовсяная смесь	6.2	208	31.5	36.9	0.29	0.09	3.33
2	»	Горчица	6.3	216	32.5	25.9	0.35	0.10	3.91
3	»	Картофель	5.9	167	31.5	29.8	0.23	0.07	2.57
4	»	Ячмень	6.1	117	31.0	22.0	0.20	0.06	2.23
5	Дерново-неглубокоподзолистая освоенная глубокопахотная легкосуглинистая на покровных суглинках, подстилаемых мореной (гумусово-аккумулятивный горизонт)	Залежь с 2015 г.	5.5	83	14.5	6.48	0.17	0.05	1.82
6	Иллювиальный горизонт почвы 5	Залежь с 2015 г.	5.1	67	3.0	3.25	0.04	0.02	0.26
7	Дерново-подзолистая освоенная глубокопахотная сильносмытая на покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями	После картофеля с 2015 г.	5.1	67	17.5	7.15	0.17	0.04	1.71
8	Глубокодерново-подзолистая слабодифференцированная легкосуглинистая на покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями (лесная подстилка)	Старопахотная почва под лесом	3.6	117	6.0	11.0	1.18	0.39	35.1
9	Агродерново-глубокоподзолистая супесчаная на водно-ледниковых (древнеозерных) отложениях, подстилаемых с глубины 92 см бескарбонатными лёссовидными (покровными) суглинками	Пшеница	6.6	133	29.0	19.4	0.14	0.05	1.65
10	Чернозем типичный среднемощный среднесуглинистый на лёссовидных суглинках	Картофель	5.3	316	4.0	–	0.24	0.08	3.58
11	Серая лесная освоенная слабосмытая среднесуглинистая на лёссовидных суглинках, подстилаемых мореной	Пшеница	5.0	100	18.5	15.5	0.12	0.05	1.07
12	Каштановая среднемощная легкосуглинистая на элюводелювиальных суглинках	Залежь	6.2	150	5.5	11	0.09	0.05	0.80

Таблица 2. Воздействие на семена яровой пшеницы биологически активными веществами почв, определяемое по изменению суммарной длины проростков массива семян за двое суток на почвах по сравнению с песком, %

№ почвы	Сорт					
	“Лиза”	“Агата”	“Любава”	“Злата”	“РИМА”	“Эстер”
1	−5 ± 5	−24 ± 5	−32 ± 5	−34 ± 5	−37 ± 5	−56 ± 6
2	−16 ± 5	−36 ± 6	−48 ± 6	−47 ± 6	−60 ± 6	−72 ± 7
3	−20 ± 6	−37 ± 5	−57 ± 7	−55 ± 7	−61 ± 6	−76 ± 7
4	−21 ± 5	−34 ± 5	−53 ± 7	−51 ± 6	−61 ± 7	−80 ± 6
5	23 ± 6	0 ± 6	16 ± 5	0 ± 5	5 ± 5	−7 ± 5
6	0 ± 5	−19 ± 5	−1 ± 5	−17 ± 5	−5 ± 5	−19 ± 5
7	0 ± 5	−35 ± 6	−29 ± 6	−49 ± 6	−49 ± 6	−67 ± 6
8	0 ± 5	−17 ± 6	2 ± 5	−11 ± 5	9 ± 5	6 ± 5
9	−49 ± 7	−52 ± 7	−34 ± 6	−42 ± 6	−36 ± 5	−65 ± 6
10	−16 ± 6	−34 ± 6	−42 ± 6	−41 ± 7	−45 ± 6	−65 ± 7
11	−42 ± 6	−69 ± 6	−76 ± 7	−85 ± 7	−86 ± 7	−94 ± 7
12	−3 ± 5	−17 ± 5	−14 ± 5	−10 ± 5	−11 ± 5	−13 ± 5

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между разными сортами Яровой пшеницы

Сорт	“Лиза”	“Агата”	“Любава”	“Злата”	“РИМА”	“Эстер”
“Лиза”	1	0.918	0.778	0.759	0.690	0.718
“Агата”	0.918	1	0.866	0.921	0.837	0.832
“Любава”	0.778	0.866	1	0.954	0.974	0.940
“Злата”	0.759	0.921	0.954	1	0.967	0.944
“РИМА”	0.690	0.837	0.974	0.967	1	0.977
“Эстер”	0.718	0.832	0.940	0.944	0.977	1

семян и развитие их проростков достаточно использовать сорта: “Эстер”, “Лиза” и “Агата”.

Данные, полученные на ячмене, тритикале, ржи и пшенице на зональных почвах (рис. 2), свидетельствуют, что упорядоченность воздействия комплекса аллелотоксинов, наблюдающаяся для яровой пшеницы, сохраняется и для этих зерновых культур. Подобные результаты позволяют предположить существование единой природы ответной реакции изученных зерновых культур на комплексы аллелотоксинов.

Из наблюдаемой упорядоченности следует, что культура (сорт), более устойчивые к аллелотоксинам одной почвы будут устойчивее к аллелотоксинам другой. В связи с этим при выборе культур и сортов для посева на конкретных почвах при существовании порядка в их расположении в ряду устойчивости к аллелотоксинам имеет смысл оценивать значимость различий в их реакции на конкретный для изучаемой почвы комплекс аллелотоксинов. Это значительно упрощает выбор сортов (культур) при наличии данных о порядке их расположении в ряду устойчивости, полученных на любой почве.

Из представленных данных хорошо видно, что наименьшая величина ингибирования для участков, на которых используется четырехпольный севооборот, наблюдается для участка 1, где предшественником в севообороте выступала викоовсяная смесь. Однако в соответствии с севооборотом пшеницу планируется высевать после картофеля на участке 3, где значение ингибирования

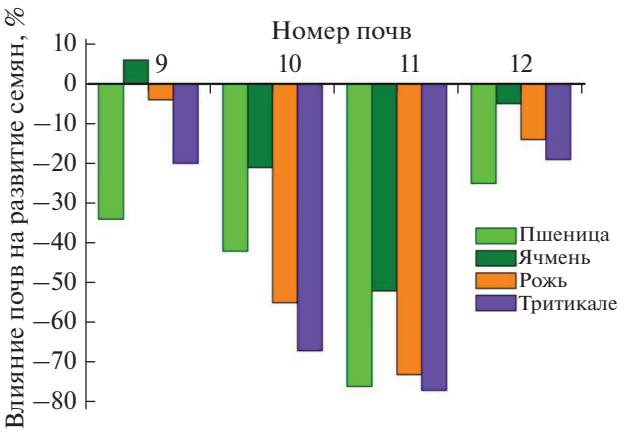

Рис. 2. Влияние почв на прорастание семян и развитие проростков пшеницы сорт “Любава”, ячменя сорт “Нур”, ржи сорт “Татьяна” и тритикале сорт “Немчиновский 56”.

Таблица 4. Продуктивность биомассы растений в степи и в посевах Центрального черноземного заповедника [9]

Угодье и культура	Продукция	Урожай		Вынос элементов, кг/га	
		ц/га	сырого протеина, ц/га	азот	фосфор
Степь косимая	Сухое вещество	23.7	2.0	31	7
Степь некосимая	Сухое вещество	29.7	2.6	42	9
Озимая пшеница	Общий урожай	109.1	9.0	143	54
Сахарная свекла	Общий урожай	619.0	10.0	167	44
Кукуруза	Зеленая масса	341.0	5.1	81	33

заметно выше для всех шести сортов. Эти данные свидетельствуют, что использование севооборотов без контроля аллелотоксичности полей может не давать положительного результата по повышению урожайности. Только совмещение севооборотов с контролем аллелотоксичности участков позволит подобрать севообороты наиболее пригодные для конкретных условий.

Обращает на себя внимание, что аллелотоксичность почв значительно выше для территорий сельскохозяйственного использования независимо от того, какие культуры на них выращивали. Это характерно для всех изученных сортов пшеницы, а также тритикале, ржи и ячменя. Минимальные значения аллелотоксичности наблюдаются для залежи (образцы почв 5 и 12), а также для подстилки под лесом (образец почвы 8). Причем для наиболее устойчивых к аллелотоксинам культур на таких почвах наблюдается не ингибирование, а стимуляция прорастания семян и развития их проростков почвами.

Полученные данные подтверждают мнение о том, что явление аллелотоксичности не характерно для естественных климаксовых растительных сообществ. В естественных фитоценозах отношения между растениями и почвенной средой сложились в процессе эволюции. Вследствие этого они отлажены, урегулированы, относительно устойчивы. Энергия и вещество, образующиеся при фотосинтезе, последовательно перераспределяются и потребляются компонентами фитоценоза [10]. Почва – элемент биосферы, насыщенный жизнью, и имеет специфический обмен веществ, в котором растения играют важную роль [13]. При одностороннем воздействии на почву этот обмен нарушается. Таким образом, общая причина почвоутомления представляется как нарушение процесса обмена веществ и энергии в системе почва–растение [10]. Негативное влияние на почвы любых видов сельскохозяйственного использования связано с этими нарушениями обмена вещества и энергии из-за того, что продуктивность агроценозов в несколько раз превышает продуктивность естественных фитоценозов (табл. 4). Это выводит экосистему из состояния равновесия, а выделение аллелотоксинов, которые начинают ограничивать продуктивность агроценозов, снижающих качество почв [9], является защитной реакцией экосистем.

Механизмы противодействия экосистем основаны на том, что, во-первых, при монокультуре меняется состав микроорганизмов почв с увеличением доли фитопатогенов. Во-вторых, возделывание практически любой монокультуры из-за высокой плотности расположения приводит к борьбе растений за ресурсы путем выделения в почвы аллелотоксинов самими растениями, что отмечается во многих исследованиях по аллелопатии [3, 9]. Сходное явление в естественных экосистемах наблюдается при флуктационных изменениях (хорошо изученных в луговых фитоценозах), когда доминирование одних культур на следующий год сменяется доминированием других [4]. По-видимому, наряду с климатическими факторами, используемыми для объяснения флуктуаций, в их основе лежит и накопление аллелотоксинов.

Проведенное изучение аллелотоксичности различных почвенных горизонтов (табл. 2, образцы 5 и 6) подтвердило ранее известные данные о том, что аллелотоксичность почв возрастает с глубиной [3, 8, 10]. Это объясняют переносом аллелотоксинов в нижележащие горизонты с почвенной влагой [3], а также тем, что в почвах с глубиной снижается численность микроорганизмов, которые используют аллелотоксины в качестве источников углерода [3, 18–21, 23, 25], уменьшая их концентрацию. Снижение концентрации микрорганизмов приводит к накоплению аллелотоксинов привносимых из верхних слоев почв. Отмечают, что с глубиной в почвах нарастает численность фитотоксичных форм бактерий и грибов [7].

Математическая обработка данных по ингибированию и химическим свойствам почв показала, что линейная связь между ними для яровой пшеницы разных сортов – достаточно слабая (табл. 5). Коэффициенты корреляции по абсолютной величине, превышающие значение 0.5, только у соединений фосфора и калия на некоторых сортах пшеницы.

График линейной регрессии ингибирования для сорта яровой пшеницы “Эстер” имеет зависимость с коэффициентом детерминации $R^2 > 0.5$.

Таблица 5. Коэффициенты корреляции между ингибированием яровой пшеницы разных сортов и химическими свойствами почв

Сорт	pH_{KCl}	Ca	P_2O_5	K_2O	N	S	C
“Лиза”	–0.323	–0.190	–0.430	–0.395	0.184	0.164	0.193
“Агата”	–0.164	–0.096	–0.394	–0.306	0.226	0.223	0.244
“Любава”	–0.326	–0.335	**–0.564**	**–0.592**	0.264	0.286	0.339
“Злата”	–0.166	–0.130	**–0.514**	–0.425	0.261	0.288	0.315
“РИМА”	–0.342	–0.249	**–0.599**	**–0.525**	0.354	0.391	0.437
“Эстер”	–0.423	–0.271	**–0.651**	**–0.555**	0.409	0.449	0.493

Примечание. Уровень значимости коэффициента корреляции вычисляется при помощи таблицы критических значений Пирсона. Выбираем строку: $K = n - 2 = 10$ при $p = 0.5$ должно быть 0.58 при $p = 0.01$ должно быть 0.71. В нашем случае почти все коэффициенты корреляции не превышают по абсолютной величине 0.58. Следовательно, достоверность различий не установлена. За исключением связи “Эстер” и “РИМА” с P_2O_5 и “Любавы” с K_2O. Здесь эмпирическое значение занимает промежуточное положение между столбцами $p = 0.05$ и $p = 0.01$ в таблице Пирсона, следовательно, $0.05 \geq p \geq 0.01$. Таким образом, эти значения значимы на уровне $p < 0.05$ (это уровень статистической значимости).

Обычно чем выше коэффициент детерминации, тем качественнее модель (хорошо >0.8). В нашем случае связь имеет $R^2 = 0.42$ для P_2O_5 и $R^2 = 0.31$ для K_2O. Коэффициенты корреляции для них $r = -0.651$ и -0.555 соответственно.

Выдвинуто предположение, что на ингибирование яровой пшеницы может влиять совокупность факторов. Поэтому был проведен множественный регрессионный анализ. Хорошая связь получилась с такими химическими свойствами, как pH, концентрации подвижного кальция, фосфора и азота. Множественный коэффициент корреляции 0.901, $R^2 = 0.811$.

Значение множественного коэффициента детерминации $R^2 = 0.811$ показывает, что 81.1% общей вариации результативного признака объясняется вариацией факторных признаков X_1, X_2, X_3, X_4, а на 18.9% другими неучтенными факторами. Значит, выбранные факторы существенно влияют на ингибирование, что подтверждает правильность их включения в построенную модель. Рассчитанный уровень значимости ($0.0112 < 0.05$) подтверждает значимость R^2.

Таким образом, проведенная статистическая обработка данных свидетельствует о влиянии на ингибирование химических свойств почв. Однако на данном этапе исследования мы не можем ничего сказать о природе этого влияния. Химические свойства почв могут воздействовать на накопление аллелотоксинов в почвах. Однако нельзя исключать их влияния на доступность аллелотоксинов растениям – на прочность связи аллелотоксинов в почвах.

ВЫВОДЫ

1. Прослеживается однотипность изменения ингибирования яровой пшеницы разных сортов и других зерновых культур почвами. Для яровой пшеницы это подтверждается и тесной корреляцией между сортами. Коэффициенты корреляции близки к единице. Также можно отметить, что более всех подвержены ингибированию сорта пшеницы “Злата”, “РИМА”, “Любава” и “Эстер”, которые коррелируют друг с другом. Сорт “Лиза” более устойчив к аллелотоксинам, а сорт “Агата” занимает промежуточное положение.

2. Аллелотоксическое воздействие окультуренных почв на прорастание семян и развитие проростков яровой пшеницы выражено значительно сильнее по сравнению с почвами, не используемыми для возделывания культурных растений.

3. Полученные данные свидетельствуют, что применение севооборотов не всегда способно снизить почвоутомление. Это делает необходимым проведение оценки аллелотоксичности почв при применении севооборотов.

4. Проведенная статистическая обработка данных свидетельствует о влиянии совокупности химических свойств почв на ингибирование прорастания семян и развития их проростков. Однако на данном этапе исследования мы не можем сказать о природе этого влияния.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берестецкий О.А.* Фитотоксины почвенных микроорганизмов и их экологическая роль // Фитотоксические свойства почвенных микроорганизмов. Л.: ВНИИСХМ, 1978. С. 7–30.
2. *Волынец А.П.* Фенольные соединения в жизнедеятельности растений. Минск: Беларус. навука, 2013. 283 с.

3. *Гродзинский А.М., Богдан Г.П., Головко Э.А., Дзюбенко Н.Н., Мороз П.А., Прутенская Н.И.* Аллелопатическое почвоутомление. Киев: Наукова думка, 1979. 248 с.
4. *Ипатов В.С., Кирикова Л.А.* Фитоценология. СПб.: Изд-во СПб ун-та, 1997. 316 с.
5. *Красильников Н.А.* Микроорганизмы почвы и высшие растения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 464 с.
6. *Коношина С.Н.* Влияние аллелопатической активности почвы на качество урожая озимой пшеницы в условиях орловской области // Успехи современной науки. 2017. Т. 1. № 6. С. 184–187.
7. *Коношина С.Н.* Влияние различных агрофитоценозов на распространение фитотоксичных микроорганизмов в почве // European Sci. Rev. 2014. № 5–6. С. 110–112.
8. *Коношина С.Н.* Влияние различных способов использования почвы на ее аллелопатическую активность. Дис. ... канд. с.-х. наук. Орел, 2000. 145 с.
9. *Лобков В.Т.* Использование почвенно-биологического фактора в земледелии: монография. Орел, 2017. 166 с.
10. *Лобков В.Т.* Почвоутомление при выращивании полевых культур. М.: Колос, 1994. 112 с.
11. *Обручева Н.В., Антипова О.В.* Физиология инициации прорастания семян // Физиология растений. 1997. Т. 44. № 2. С. 287–302.
12. Практикум по агрохимии / Под ред. Минеева В.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 304 с.
13. *Русселъ С.* Микроорганизмы и жизнь почвы. М.: Колос, 1977. 226 с.
14. *Сечняк Л.К., Киндрук Н.А., Слюсаренко О.К., Иващенко В.Г., Кузнецов Е.Д.* Экология семян пшеницы. М.: Колос, 1983. 349 с.
15. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Воробьевой Л.А. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
16. *Федотов Г.Н., Шалаев В.С., Батырев Ю.П., Горепекин И.В.* Методика для оценки эффективности действия стимуляторов прорастания семян // Лесной вестник. 2018. № 6. С. 95–101.
17. *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. https://doi.org/10.1134/S0032180X19040051
18. Allelopathy. A physiological process with ecological implications / Ed. Reigosa M.J., Pedrol N., Gonzalez L. Springer, 2006. 637 p.
19. *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.
20. *Ghulam J., Shaukat M., Arshad N.C., Imran H., Muhammad A.* Allelochemicals: sources, toxicity and microbial transformation in soil – a review // Annals of Microbiology. 2008. 58. P. 351–357.
21. *Li Y.P., Feng Y.L., Chen Y.J., Tian Y.H.* Soil microbes alleviate allelopathy of invasive plants // Sci. Bull. 2015. V. 60. № 12. P. 1083–1091.
22. *McCalla T.M., Haskins F.A.* phytotoxic substances from soil microorganisms and crop residues // Bacteriological Rev. 1964. V. 28. P. 181–207.
23. *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.
24. *Rice E.L.* Allelopathy. N.Y.: Academic Press, 1984. 422 p.
25. *Šerá B. et al.* New physicochemical treatment method of poppy seeds for agriculture and food industries // Plasma Sci. Technol. 2013. V. 15. № 9. P. 935.

Relationship of Land Use History and Chemical Properties of Soils with Their Allelotoxicity

G. N. Fedotov[1, *], I. V. Gorepekin[1], A. D. Pozdnyakova[2], Yu. A. Zavgorodnyaya[1], and S. A. Isakova[1]

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

[2]*All-Russia Research Institute of Reclaimed Lands, Emmauss, 170530 Russia*

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

The influence of land use history and chemical properties of soils on their allelotoxicity was examined. Twelve soil samples obtained on the Russian Plain and seeds of six cultivars of spring wheat, as well as seeds of barley, rye, and triticale were used in the study. It was found that different grain crops are inhibited by toxic substances contained in the soils in same manner. The allelotoxicity of the soils differed in dependence on the previous land use and was much higher in the soils from agricultural fields, irrespectively of the grown crops, than in the soils of long-term fallow plots and forests. These data allow us to suppose that crop rotation systems are not always sufficient to reduce soil fatigue. In this context, the assessment of the real soil fatigue (soil allelotoxicity) in the course of crop rotation is necessary. Statistical processing of available data attest to the influence of the chemical properties of soils on the inhibition of seed germination and the development of seedlings. However, the nature of this influence remains uncertain.

Keywords: allelopathy, soil allelotoxicity, deceleration of the development of seedlings, land use history, crop rotation, soil chemical properties, soil allelotoxicity