

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ПОЧВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ: ПРИНЦИПЫ, ЗАДАЧИ, СТРУКТУРА, ПРИЛОЖЕНИЕ

© 2012 г. И. И. Лебедева, С. В. Овечкин, Т. В. Королюк, М. И. Герасимова

Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 117017, Москва, Пыжевский пер., 7

e-mail: shlem@akado.ru

Поступила в редакцию 25.05.2011 г.

В отличие от известной схемы почвенно-географического районирования, предлагаемое почвенно-генетическое районирование основывается на анализе свойств почв и почвообразовательных процессов. Его задача — интерпретировать почвенный покров в формате субстантивно-генетической классификации почв России 2004 г. Единицы почвенно-генетического районирования выделяются по проявлению горизонтообразующих процессов: основных, определяющих главное направление почвообразования и профиль почвы, наложенных на профиль и модифицирующих его свойства — на первом уровне; дополнительные процессы (формирующие сопутствующие почвы) служат критериями выделения единиц на втором уровне. Полученные результаты позволяют взглянуть на проведенное исследование как на опыт нового прочтения мелкомасштабной почвенной карты, ее анализа с двух позиций: географии почвообразовательных процессов и сложности состава почвенного покрова. Почвенно-генетическое районирование проведено на основе листов Государственной почвенной карты и может служить инструментом для перевода содержания карты в субстантивно-генетическую классификацию 2004 г.

ВВЕДЕНИЕ

Почвенно-географическое районирование разрабатывалось в Почвенном институте им. В.В. Докучаева одновременно с классификацией почв в 60-е годы прошлого века. Оно было реализовано в виде монографии и карты районирования СССР масштаба 1 : 12.5 млн [11]. И классификация в ее вариантах 1967 и 1977 гг. [6, 14], и районирование базировались на общих зонально-фациальных представлениях и следовали принципу детерминированности связи почв и факторов почвообразования, что далеко не всегда проявляется в сходстве строения и свойств почв. В классификации, которая в соответствии с ее принципами определяется как эколого-генетическая [12], факторы почвообразования выступают в качестве непосредственных диагностических критериев.

В последующих схемах почвенно-географического районирования, составленных на факультете почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова в более крупном масштабе [2, 3] и с привлечением новых материалов, эти принципы были сохранены. Следование им объясняет сходство структуры систематического списка почв и общей схемы (под)зонально-провинциального деления страны в почвенно-географическом районировании. Другими словами, классификационные таксоны очень близки единицам районирования: почвенным зонам соответствуют зональные типы почв, почвенным подзонам — подзональные подтипы почв, провинциям — фациальные подтипы и виды. На-

помним, что критериями выделения единиц почвенно-географического районирования на трех верхних уровнях служат такие характеристики климата, как показатели теплообеспеченности (годовые суммы активных температур, продолжительность периода с отрицательными температурами в слое мощностью 0–20 см), а также степень континентальности [4]. Единицы низших уровней отражают особенности рельефа и почвообразующих пород. Собственно почвы “скрыты” в факторных таблицах и матрицах.

Почвенно-географическое районирование сыграло важную роль в познании и представлении общих законов географии почв, оно учитывается при разработке общенациональных проектов, связанных с состоянием окружающей среды, используется в составлении мелкомасштабных и обзорных карт, вошло во все учебники по почвоведению и географии почв.

Обсуждаемое в статье почвенно-генетическое районирование ориентировано на картографическое отображение непосредственно почвенных процессов, почв и почвенного покрова, основываясь на идеологии новой классификации почв России [5] и опираясь на профильно-генетическую диагностику почв. Объектом его являются сами почвы, сгруппированные по сходству процессов разного уровня и их “записи” в почвенном профиле. Факторам почвообразования отводится контролирующая роль в выявлении процессов и уточнении границ некоторых ареалов.

Легенда к карте почвенно-генетического районирования Южного федерального округа

№ общности	Диагностические горизонты (основные процессы)		Титульная почва	Подтипы титульной почвы (наложенные процессы)	Типы сопутствующих почв (дополнительные процессы)
	верхние горизонты	срединные горизонты			
1	Аккумулятивно-темногумусовый AU, в том числе агрогенно-измененный PU	Не проявляются или проявляются слабо	Темногумусовые на рыхлом элювии плотных карбонатных пород	Выщелачивание карбонатов – темногумусовые остаточнокорбонатные (A). Гидрометаморфизм, засоление – темногумусовые квазиглееватые засоленные (Г)	Аккумуляция темного гумуса на маломощном карбонатном элювии – карболитотоземы, карбопетроземы (A); образование грубого гумуса – литоземы перегнойно-темногумусовые (B); аккумуляция серого гумуса и структурный метаморфизм-буроземы (B).
2		Глинисто-иллювиальный VI	Агрочерноземы глинисто-иллювиальные	Оподоливание – агроочерноземы оподзоленные (A); гидрометаморфизм – агроочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглееватые (B)	Гидрометаморфизм – агроочерноземы глинисто-иллювиальные квазиглеевые (B)
3		Аккумулятивно-карбонатный миграционно-мицелярный BSA mc	Агрочерноземы миграционно-мицелярные	–	Глинисто-иллювиальный-агрочерноземы глинисто-иллювиальные (B); аккумуляция серого гумуса и тектурная дифференциация-серые почвы (B).
4		Аккумулятивно-карбонатный миграционный BSAc на фоне палеогидрогенной аккумуляции гумуса и карбонатов	Агрочерноземы миграционные	Гидрометаморфизм – агроочерноземы миграционные и постгидрогенные квазиглееватые (B)	Гидрометаморфизм и осолодение – агроочерноземы миграционные постгидрогенные квазиглеевые (B); солоды квазиглеевые (B).
5		Аккумулятивно-карбонатный сегрегационный BSAnc	Агрочерноземы сегрегационные	–	Тектурно-аккумулятивнокарбонатный – агроочерноземы и агроземы тектурнокарбонатные (B, B, Г); щелочно-глинистая дифференциация и гидрометаморфизм-солонцы темные квазиглеевые (B); аккумуляция темного гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты – темногумусовые почвы, карболитоземы (Г)
6		Аккумулятивно-карбонатный миграционно-сегрегационный BSAc/nc	Агрочерноземы миграционно-сегрегационные	Щелочно-глинистая дифференциация – агроочерноземы миграционно-сегрегационные солонцеватые (B); щелочно-глинистая дифференциация и слитизация – агроочерноземы миграционно-сегрегационные солонцеватые и слитизированные (Г)	Аккумуляция светлого гумуса – сероземовидные почвы (B); аккумуляция темного гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты – агро-темногумусовые почвы (B); глинисто-иллювиальный – агроочерноземы глинисто-иллювиальные (B); аккумуляция серого гумуса и тектурная дифференциация – серые почвы (B); слитизация – темные слитые и агрослитые почвы (Г)

Таблица. Продолжение

№ общности	Диагностические горизонты (основные процессы)		Титульная почва	Подтипы титульной почвы (наложенные процессы)	Типы сопутствующих почв (дополнительные процессы)
	верхние горизонты	срединные горизонты			
7		Текстурно-аккумулятивно-карбонатный САТ	Агрочерноземы и агроземы текстурно-карбонатные	Щелочно-глинистая дифференциация – агрочерноземы и агроземы текстурно-карбонатные солонцеватые (Б, В, Г, Д)	Щелочно-глинистая дифференциация – солонцы темные (Б, В); гидрометаморфизм – агротемногумусовые квазиглеевые (В); аккумуляция светлого гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты – светлогумусовые почвы, псаммоземы (Г); аккумуляция темного гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты – темногумусовые почвы, в том числе литоземы (Д)
8		Слитой V	Темные слитые и агро-рослитые почвы	Сопутствующие почвы отсутствуют	
9		Структурно-метаморфический BM	Буроземы темногумусовые, темногумусовые, литоземы, темногумусовые, петроземы	–	Аккумуляция темного гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты – темногумусовые почвы, литоземы темногумусовые, петроземы (А, Б); аккумуляция карбонатов – коричневые и агрокоричневые почвы (Б)
10		Квазиглеевый Q	Агротемногумусовые квазиглеевые	Ослабленный гидрометаморфизм – агротемногумусовые квазиглееватые (А)	Аллювиально-темногумусовый – аллювиальные агротемногумусовые квазиглееватые и квазиглеевые почвы, акваземы (Б, В); глинисто-иллювиальный – агро-черноземы глинисто-иллювиальные (В); аккумуляция серого гумуса и текстурная дифференциация – серые почвы (В)
11	Аккумулятивно-серогумусовый АУ, в том числе агрогенно-измененный Р	Текстурированный BT	Серые и агросерые	–	Аккумуляция серого гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты-серогумусовые почвы, литоземы серогумусовые (Б)
12		Структурно-метаморфический BM	Буроземы	Оползольвание; аккумуляция грубого гумуса – буроземы оподзоленные, буроземы грубогумусовые (Б)	Аккумуляция серого гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты – литоземы серогумусовые, петроземы, карбопетроземы (А, Б, В); ферсальлитизация, абразия – желтоземы, абраземы структурно-метаморфические (В)

Таблица. Продолжение

№ общности	Диагностические горизонты (основные процессы)		Титульная почва	Подтипы титульной почвы (наложенные процессы)	Типы сопутствующих почв (дополнительные процессы)
	верхние горизонты	срединные горизонты			
13	Аккумулятивно-светлогумусовый AJ, в том числе агрогенно-измененный P	Не проявляются	Светлогумусовые почвы	–	Щелочно-глинистая дифференциация – светлые солонцы (A); слабое гумусонакопление – псаммоземы (A)
14		Аккумулятивно-карбонатный миграционно-сегрегационный BSAc/nc	Сероземовидные и агросероземовидные почвы (светлогумусовые аккумулятивно-карбонатные)	–	Слабая аккумуляция гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты – псаммоземы (B); щелочно-глинистая дифференциация – светлые солонцы (B)
15		Ксерометаморфический ВМК, текстурно-аккумулятивнокарбонатный САТ	Каштановые и агрокаштановые, агрозолемы текстурно-карбонатные	Щелочно-глинистая дифференциация – каштановые и агрокаштановые солонцеватые (A); гидрометаморфизм – каштановые и агрокаштановые квазиглееватые (B), каштановые и агрокаштановые солонцеватые квазиглееватые (B)	Щелочно-глинистая дифференциация – солонцы светлые (B); то же в сочетании с гидрометаморфизмом и аккумуляцией темного гумуса – солонцы темные квазиглеевые (B); образование солонцовых комплексов (Г); органо-аккумулятивный при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты – разные органо-аккумулятивные почвы, в том числе карболитоземы (Д, Е)
16		Солонцовый BSN, аккумулятивно-карбонатный сегрегационный BSA nc	Солонцы светлые	Не проявляются	Аккумуляция темного гумуса, гидрометаморфизм, засоление – солонцы темные квазиглееватые, квазиглеевые и засоленные, солончаки; аккумуляция грубого гумуса – перегнойно-квазиглееватые и перегнойно-квазиглеевые засоленные почвы
17	Аккумулятивно-ксерогумусовый AKL	Аккумулятивно-карбонатный сегрегационный BSA nc, признак солонцеватости sn	Бурые солонцеватые	Отсутствие щелочно-глинистой дифференциации – бурые почвы (B, B); гидрометаморфизм – бурые солонцеватые квазиглееватые почвы (B, Д)	Аккумуляция светлого гумуса, щелочно-глинистая дифференциация – солонцы светлые (B), комплексы бурых солонцеватых почв и солонцов светлых (B, Г); гидрометаморфизм и засоление, осолодение – солончаки, солончаковые комплексы, солоди квазиглееватые (Г, Д); аккумуляция грубого гумуса – перегнойно-квазиглеевые засоленные (Д); слабое гумусонакопление – псаммоземы (B)

Таблица. Продолжение

№ общности	Диагностические горизонты (основные процессы)		Титульная почва	Подтипы титульной почвы (наложенные процессы)	Типы сопутствующих почв (дополнительные процессы)
	верхние горизонты	срединные горизонты			
18	Перегнойно-темногумусовый АН и грубогумусовый АО	Не проявляются или проявляются слабо	Перегнойно-темногумусовые почвы	А — ожелезнение, криогурбация — перегнойно-темногумусовые ожелезненные, то же криогурбированные (А)	Аккумуляция грубого гумуса на маломощном рыхлом элювии плотных пород — литоземы грубогумусовые, петроземы, торфяные почвы (А); аккумуляция серого гумуса, структурный метаморфизм — буроземы (В); аккумуляция темного гумуса — темногумусовые почвы, литоземы темногумусовые, перегнойно-темногумусовые почвы (В)
19	Аккумулятивно-темногумусовый АУ и перегнойный Н	Квазиглеевый Q, признак засоления s	Темногумусовые квазиглеевые и квазиглеевые, в том числе засоленные	Не проявляются	Аккумуляция грубого гумуса — перегнойные, перегнойно-торфяные, перегнойно-торфяные засоленные почвы (А); сульфидогенез — солончаки приморские сульфидные, солончаки глеевые (В); аккумулятивно-ксерогумусовый и аккумулятивно-карбонатный по сегрегационному типу — бурые квазиглееватые засоленные (В)
20	Гумусовый слабо-развитый W	Не проявляются	Псаммоземы	—	Аккумулятивно-светлогумусовый и текстуально — аккумулятивно-карбонатный каштановые почвы (В); аккумуляция светлого и грубого гумуса — светлогумусовые и органо-аккумулятивные почвы (В)
21	Аллювиально-темногумусовый АУ	Квазиглеевый Q	Аллювиальные темногумусовые квазиглееватые и квазиглеевые	Засоление, слитизация — аллювиальные темногумусовые квазиглеевые засоленные и слитизированные (В, В)	Слитизация — темные слитые почвы (А); слабая аккумуляция гумуса — псаммоземы (В)

Таблица. Окончание

№ общности	Диагностические горизонты (основные процессы)		Титульная почва	Подтипы титульной почвы (наложенные процессы)	Типы сопутствующих почв (дополнительные процессы)
	верхние горизонты	срединные горизонты			
22	Аккумулятивно-светлогумусовый А ₁ , в том числе агрогенно-измененный Р	Ксерометаморфический ВМК, текстурно-карбонатный САТ, солонцовый BSN	Комплексы каштановых солонцеватых почв и солонцов	Гидрометаморфизм — комплексы каштановых солонцеватых почв и солонцов с квазиглеевыми каштановыми почвами (А, В); массивы агрокаштановых почв (А)	Засоление — массивы солончаков (Б)
23	Аккумулятивно-ксерогумусовый АКЛ	Аккумулятивно-карбонатный сегрегационный ВСА _{nc} , солонцовый BSN, признак засоления s	Комплексы бурых солонцеватых почв и солонцов засоленных бурых солонцеватых с солонцами засоленными	Гидрометаморфизм — бурые и бурые солонцеватые квазиглеевые почвы в комплексах с бурыми солонцеватыми почвами и солонцами засоленными (Б, В, Г, Ж)	Слабое гумусонакопление — псаммоземы (Б, В, Г, Ж); осолождение (Е); аккумуляция светлого гумуса при отсутствии процессов, ответственных за срединные горизонты — светлогумусовые почвы (Е, Ж)
24	Аккумулятивно-ксеро- или светлогумусовой АКЛ и А ₁	Аккумулятивно-карбонатный сегрегационный ВСА _{nc} , текстурно-карбонатный САТ, солончаковый S, признак засоления s	Комплексы солонцов и солонцов засоленных с бурыми солонцеватыми почвами, массивы солонцов засоленных и солончаков	Гидрометаморфизм — бурые солонцеватые квазиглеевые почвы в комплексах с солонцами, солонцами засоленными и бурыми солонцеватыми почвами (А, Б, В, Е), массивы солончаков квазиглеевых (Г)	Ксерометаморфизм и текстурно-аккумулятивно-карбонатный — каштановые солонцеватые в комплексах с солонцами осолождение (А, Б)

Примечание. В скобках приведено буквенное обозначение ячеек в соответствующих общностях.

Еще раз заметим, что выделы почвенно-географического районирования объединяют почвы по принципу сходства условий формирования, что далеко не всегда проявляется в сходстве их строения и свойств. Напротив, категории предлагаемого районирования представляют собой генетические единства почв, сформированные комплексом общих процессов и близкие по строению и свойствам. Таким образом, почвенно-генетическое и почвенно-географическое районирования опираются на совершенно разные принципы, имеют разное содержание, разные цели и сферы приложения.

Статья посвящена изложению принципов, структуры и легенды почвенно-генетического районирования, его реализации на конкретной территории и сопоставлению с ареалами категорий почвенно-географического районирования. В качестве частной задачи рассматривается возможность использования почвенного районирования в качестве одного из путей модернизации Государственной почвенной карты масштаба 1 : 1 млн (ГПК) [8].

ОБЪЕКТЫ

Источником информации для выделения таксонов почвенно-генетического районирования послужила Государственная почвенная карта, которая является богатейшим источником фактических данных о составе и организации почвенного покрова во взаимосвязи с факторами почвообразования. Эти качества позволяют экспертным путем выявлять на листах ГПК крупные ареалы почв со сходным набором процессов и сформированных ими горизонтов, диагностическое описание которых имеется в “Классификации и диагностике почв России” [5] и в “Полевом определителе почв России” [13].

Объектом разработки почвенно-генетического районирования была выбрана территория Южного федерального округа (по разделению до 2009 г.), которую по разнообразию природных условий, эволюционной и генетической неоднородности почвенного покрова можно признать оптимальной для этой цели. Действительно, северная часть округа представлена аккумулятивными и структурно-эрозийными равнинами с аккумулятивно-гумусовыми почвами, образующими значительную часть их климатически обусловленной последовательности. К югу равнины сменяются холмистыми предгорьями и завершаются спектрами вертикальных почвенных поясов Северного макросклона Большого Кавказа. На юго-востоке широко представлены почвенные комплексы с солевыми аккумуляциями. Таким образом, многообразие почв округа охватывает значительную часть классификационных группиро-

ровок и представляет различные категории структур почвенного покрова.

При выборе Южного федерального округа (ЮФО) немаловажное значение имела хорошая изученность его территории. Имеется достаточно обширная и достоверная литературная и картографическая информация об условиях почвообразования; почвы хорошо изучены в генетическом и географическом отношениях, по ним имеется много опубликованных (в том числе публикации авторов) и фондовых материалов. Наконец, на всю территорию имеется полный комплект листов ГПК (L-37, L-38, M-37, M-38, K-37, K-38) и объяснительных записок к ним [1, 16], а также комплекс различных тематических карт.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

1. Разработка почвенно-генетического районирования.

Принципы составления почвенно-генетического районирования можно определить как классификационный, процессный и принцип факторной поддержки.

Классификационный принцип. Как было сказано, районирование базируется на субстантивно-генетической классификации в ее вариантах 2004 и 2008 гг. [5, 13]. В соответствии с ней, при почвенной диагностике учитывается строение почвенного профиля как системы горизонтов с определенными свойствами, что позволяет однозначно идентифицировать почвы и устанавливать на карте границы и содержание почвенных ареалов независимо от факторов почвообразования.

Профильно-генетическая классификация реализуется не только в названиях почв, но, что очень важно, в критериях выявления единиц районирования, которые представляют собой собственно почвенные характеристики — диагностические горизонты и горизонтообразующие процессы как результат интерпретации сущности (и определений) горизонтов.

Процессный принцип. Единицы почвенно-генетического районирования рассматриваются как генетические единства почв, сформированных комплексами почвообразующих процессов. Выделены три категории процессов.

Основные горизонтообразующие процессы, определяющие главное направление почвообразования внутри единиц районирования. Сочетание процессов или их индивидуальное проявление приводит к формированию оригинального почвенного профиля типового уровня, в максимальной степени соответствующего данным природным условиям. Почвы с таким профилем являются титульными для единиц районирования и определяют их название.

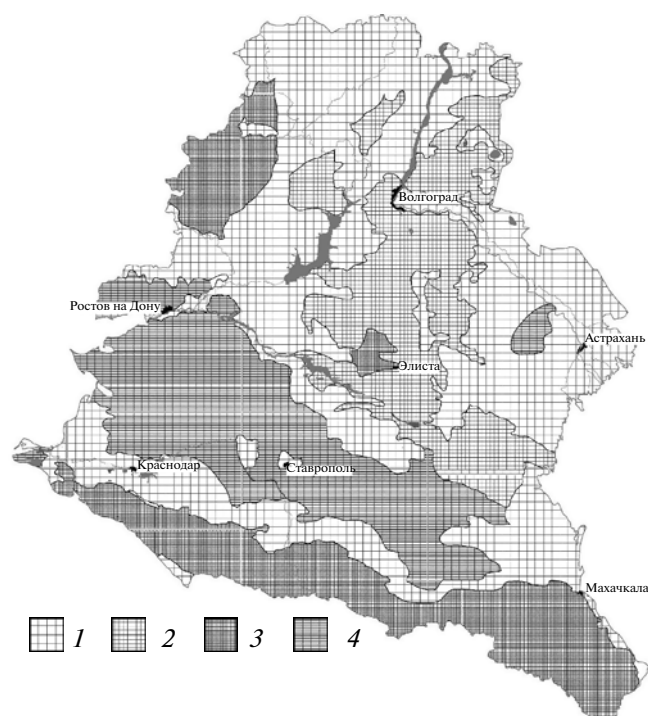


Рис. 1 Перевод почвенных единиц ГПК в систему профилно-генетической классификации. Условные обозначения: 1 – прямая корреляция; 2 – переименование почвенных единиц по новой классификации согласно их свойствам (в ряде случаев сопровождается объединением почвенных единиц без изменения границ контуров); 3 – переименование почвенных единиц с изменением границ контуров; 4 – выделение ареалов новых почв.

Наложённые процессы, отличные от основных, но при этом не приводящие к формированию новых горизонтов; накладываются на уже сформированный профиль и модифицируют его свойства на подтиповом уровне. В других природных условиях эти процессы могут быть основными.

Дополнительные процессы, формирующие новые горизонты и новые, отличные от титульной, типы сопутствующих почв.

Принцип факторной поддержки. Функции факторов почвообразования заключаются в генетическом обосновании строения почвенного профиля, в объяснении причин появления отдельных горизонтов или их модификаций, иногда в корректировке границ ареалов.

Алгоритм разработки районирования. На первом этапе работ наименования почв исследуемой территории приводятся в соответствие с профилно-генетической классификацией. Были определены четыре варианта решения этой задачи, дифференцированные по территории исследования (рис. 1):

1) простое переименование почв, если корреляция названий почв на карте и в классификации очевидна и не вызывает затруднений;

2) переименование почв на карте согласно субстантивной диагностике, если они по своим свойствам не отвечают их синонимам в новой классификации;

3) переименование почв, сопряженное с частичной корректировкой границ контуров ГПК;

4) выделение новых ареалов почв, отсутствующих в прежней классификации.

В переименованных почвах экспертным путем были определены основные горизонтообразующие процессы (индивидуальные или сочетания), определяющие тип почвообразования, и на основании информации, содержащейся на листах ГПК, установлены их ареалы.

На равнинных пространствах ЮФО выделено семь типов процессов гумусообразования, приводящих к созданию соответствующих поверхностных горизонтов. Срединных горизонтов в несколько раз больше, причем однозначная связь между ними и верхними горизонтами не прослеживается. Так, темногумусовый горизонт может сочетаться в почвенном профиле с одним из шести срединных горизонтов: глинисто-иллювиальным, аккумулятивно-карбонатным, слитым, текстурно-карбонатным, структурно-метаморфическим, квазиглеевым. В свою очередь, один и тот же срединный горизонт может сочетаться с разными типами гумусовых горизонтов: текстурно-карбонатный горизонт вместе с темногумусовым образует профиль соответствующих черноземов, а вместе со светлогумусовым горизонтом – профиль каштановых почв; структурно-метаморфический горизонт в профиле буроземов связан с серогумусовым горизонтом, в профиле буроземов темногумусовых – с темногумусовым горизонтом.

В местах выходов на поверхность плотных пород, прежде всего в горных районах, распространены маломощные почвы, в которых, как правило, отсутствуют срединные горизонты. Профили ограничены одним верхним горизонтом с органическим веществом разного качества. Кроме того, почвы с различными органо-аккумулятивными горизонтами, часто испытывающие влияние аллювиального режима, распространены в дельтах крупных рек – Кубани, Терека, Сулака, в Ахтубе, где формируются не только темногумусовый, но также перегнойный и торфяной горизонты.

Совмещение ареалов поверхностных и срединных горизонтов позволило выделить на территории ЮФО 21 вариант сочетаний горизонтообразующих процессов. Ареалы этих сочетаний – “общности” – были приняты в качестве единиц верхнего уровня почвенно-генетического районирования.

Общности — ареалы проявления одного или нескольких основных горизонтообразующих процессов, реализующих общее направление почвообразования и приводящих к формированию основного типа почв — **титulyных почв общности**. Локальные взаимосвязанные особенности рельефа и почвообразующих пород, контрастные по отношению к нормальным для ареала условиям, приводят к проявлению наложенных и дополнительных процессов, нарушающих однородность ареалов. Наложённые процессы трансформируют титульную почву без изменения системы ее горизонтов, определяя присутствие в почвенном покрове серии подтипов с признаками оподзоливания, солонцеватости, засоления, гидрогенного метаморфизма (квазиглееватости) и др. Кроме титульной, в общности имеются сопутствующие почвы, отличающиеся от нее системой основных (горизонтообразующих) процессов, то есть другие типы почв. Наложённые процессы, “ответственные” за генетические признаки [12], могут проявляться также и в сопутствующих почвах.

Следует специально подчеркнуть, что титульные почвы не обязательно доминируют на всей территории общности — местами сопутствующие почвы оказываются сопоставимыми по площади или даже преобладающими по сравнению с титульной почвой.

Второй уровень районирования — **ячейки** — части общности с различными соотношениями между основными, наложенными и дополнительными процессами. Индикатором проявлений процессов и основанием для выделения ячеек служит появление новых почв, обусловленных либо модификацией основных горизонтообразующих процессов, либо комбинациями дополнительных процессов (подтипы титульной или типы и подтипы сопутствующих почв). Количество ячеек определяется разнообразием наложенных и дополнительных процессов и связано с локальными факторами почвообразования в границах общности.

В случае комплексной организации почвенного покрова, характерной для юго-востока ЮФО, ареалы с регулярной повторяемостью на коротких расстояниях двух или трех генетически взаимосвязанных почвенных таксонов рассматриваются как условно однородные. Общее направление почвообразования, как критерий выделения общности, определяется сочетанием основных горизонтообразующих процессов в преобладающей почве, которая дает название общности. Функцию “титульной” почвы выполняют комплексы. В соответствии с рассмотренными принципами на юго-востоке ЮФО были выделены три общности, в которых титульными являются сочетания каштановых солонцеватых почв с солонцами, бурых солонцеватых почв с солонцами и солонцов с каштановыми и бурыми почвами.

Ячейки в этих общностях также выделяются по проявлению наложенных и дополнительных процессов, среди которых приоритетными являются гидрогенный метаморфизм и засоление. Их особенностью являются включения своеобразных “анклавов” — изолированных участков с однородным почвенным покровом, состоящим из какой-либо одной почвы.

Легенда к карте районирования составлена в форме матрицы, где общности расположены в соответствии с особенностями гумусово-аккумулятивного (от темного гумусового до ксерогумусового), органо-аккумулятивного и гумусового слабо развитого процессов, и в этой последовательности имеют порядковый номер. Названия общностей складываются из названий титульных почв и основных почвообразовательных процессов в последовательности, соответствующей их проявлению в профиле, диагностической значимости и степени выраженности.

В пределах общностей выделены ячейки — участки, различающиеся набором наложенных и дополнительных процессов и, соответственно, составом и организацией почвенного покрова. В столбцах таблиц расположены ячейки. “Стартовой” ячейкой в общности является территория, где участие наложенных и дополнительных процессов в формировании почв ограничено, в результате чего она характеризуется минимальным набором почв (вплоть до одной титульной почвы) и индексируется буквой “А” после порядкового номера. Выделение других ячеек (Б...Ж) происходит по мере появления в почвенном покрове “новых” почв с наложенными и/или дополнительными процессами. Последовательность выделения ячеек внутри общности соответствует усложнению состава почвенного покрова. В каждой общности число ячеек обычно 3—4, иногда увеличивается до 6—7. В редких случаях почвенный покров общности настолько однороден, что представлен только одной ячейкой. Названия ячеек складываются из перечисления титульных и сопутствующих почв.

Опыт показал, что характер почвенного покрова стартовых ячеек, многообразие слагающих его почв с известным приближением можно рассматривать как индикатор пространственной дифференциации почвенного покрова общностей, его сложности. По составу почв в стартовых ячейках можно выделить четыре категории сложности почвенного покрова: 1 — простые, с одной титульной почвой, 2 — усложненные, с сопутствующими почвами, представленными титульными почвами, модифицированными наложенными процессами (подтиповое разнообразие); 3 — сложные, включающие сопутствующие почвы, сформированные дополнительными процессами; 4 — комплексные (рис. 2).

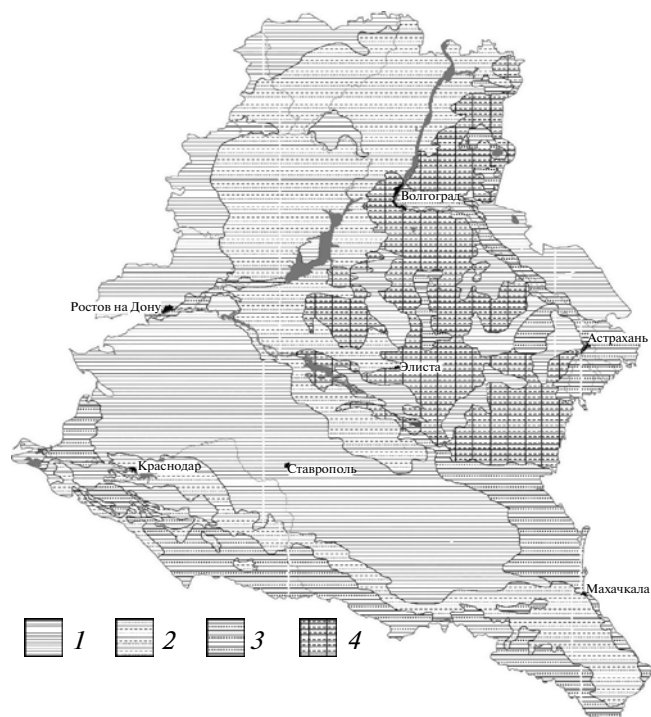


Рис. 2. Общности со стартовыми ячейками разной степени сложности. Условные обозначения: 1 – простые, с одной титульной почвой, 2 – усложненные, с сопутствующими почвами, представленными подтипами титульной почвы (наложенные процессы); 3 – сложные, с сопутствующими почвами, представленными новыми типами (дополнительные процессы); 4 – комплексные.

В матричных таблицах каждой ячейке соответствует графа с перечислением проявляющихся в ней наложенных и дополнительных процессов, сформированных ими почв, а также факторов, контролирующих особенности почвенного покрова. Заметим, что среди факторов, определяющих почвенный покров ячеек, рассматриваются не только особенности рельефа и выходы плотных пород, учитываемые в почвенно-географическом районировании, но и более частные явления. К ним относятся: вертикальная неоднородность отложений, специфика их минералогического и/или гранулометрического состава (засоленные или смектитовые глины), подово-западинный рельеф, глубина и густота расчленения территории, эоловые процессы, глубина залегания и степень минерализации грунтовых вод, а также антропогенные воздействия.

Таким образом, алгоритм создания карты почвенно-генетического районирования включает следующие последовательные действия: приведение наименований почв в соответствие с новой классификацией → определение в них горизонтообразующих процессов и/или их сочетаний и их ареалов → определение единиц районирова-

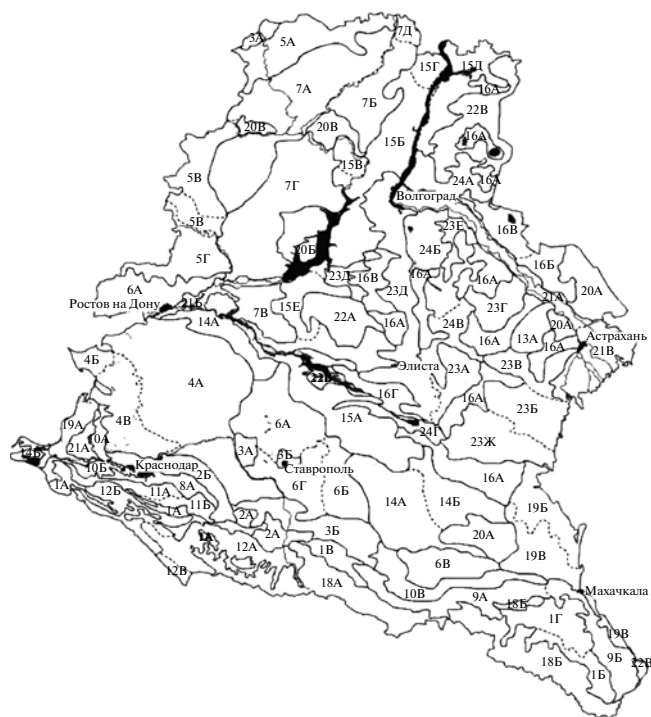


Рис. 3. Почвенно-генетическое районирование Южного федерального округа России. Легенда карты приведена в таблице. Условные обозначения границ: 1 – общностей, 2 – ячеек.

ния на основе “процессного” подхода → разработка легенды → составление авторского макета карты (рис. 3). В таблице представлена легенда к карте, представляющая собой адаптированный вариант полной матричной легенды, разработанной для почвенно-генетического районирования.

2. Сопоставление двух систем районирования

Почвенно-географическое районирование территории ЮФО приведено в пояснительных записках к листам ГПК. Последовательное и конкретное сопоставление почвенно-географического и почвенно-генетического районирований не вполне корректно, их несводимость в известной степени предопределена в связи с различиями в принципах построения и классификационных основаниях. Нельзя также однозначно оценивать предпочтительность того или иного типа районирования, которая зависит от заданных приоритетов и определяется конкретными задачами. Тем не менее, некоторые выводы можно сделать.

Конфигурация общностей почвенно-генетического районирования, представляющих ареалы горизонтообразующих процессов, близка к очертаниям тех районов ГПК, которые выделены в соответствии с подзонально-провинциальной системой. Это закономерно, поскольку в обоих слу-

чаях учитываются ареалы типов — подтипов почв. Различия преимущественно определяются использованием разных классификаций и сводятся к трем позициям.

Меняется содержание контуров, что связано с разной классификационной оценкой почвенного содержания ареалов при сохранении их границ. Например, южные черноземы и темно-каштановые почвы, которые на листах ГПК отнесены к разным районам, объединены в единую общность с преобладанием текстурно-карбонатных черноземов, поскольку в основной своей массе эти почвы не различаются по качественным показателям строения и свойств [1].

В соответствии с классификацией 2004 г., идентифицированы и *выделены в самостоятельные общности почвы*, изученные и описанные в литературе [7, 17], но не нашедшие места в эколого-генетической классификации, а следовательно, и в почвенно-географическом районировании. К ним, в частности, относятся ареалы светлогумусовых аккумулятивно-карбонатных почв, выделенные частично на месте каштановых мичелярно-карбонатных почв, а также почв на крупнопылеватых легких суглинках юго-востока Ростовской области, которые до последнего времени определялись как южные черноземы. В отдельную общность выделена Азово-Кубанская низменная равнина, черноземы которой, наряду со своеобразием современных режимов, несут признаки прежнего плавневого гидроморфизма в гумусовом, карбонатном и солевом профилях [9]. В почвенно-географическом районировании СССР [2, 11] эта территория рассматривается как единое целое с Восточным Предкавказьем по причине сходства современного климата.

По материалам полевых исследований, интерпретированных в соответствии с субстантивно-генетической классификацией, *изменены границы некоторых общностей*. Пример: почвы района г. Миллерово, представленные на ГПК в соответствии с экологическими рубежами как черноземы южные, диагностированы как черноземы сегрегационные (обыкновенные) и определены как ячейка в соответствующей общности.

Сопоставление ячеек с районами, выделенными на ГПК, менее однозначно. По размерам и количеству выделов ячейки и районы близки между собой, но вследствие разных принципов их выделения эта близость не всегда реализуется по существу. Прямая корреляция между районами и ячейками имеет место только в случаях территорий с частыми выходами плотных коренных пород, поскольку при выделении районов на ГПК именно этому фактору, наряду с особенностями рельефа, уделялось особое внимание. К таким территориям относятся Донецкий Кряж, а также некоторые

районы Приволжской и Доно-Донецкой возвышенностей.

В других случаях ячейки могут объединять два (редко более) района, приуроченные к разным геоморфологическим выделам, если состав и закономерности строения почвенного покрова у них одинаковы. К примеру, район южных малогумусных маломощных черноземов междуречья Медведица-Иловля (8¹) и район южных малогумусных маломощных черноземов на плотных породах междуречья Медведица-Волга (9) [1] представляют одну ячейку, в которой почвенный покров состоит из черноземов текстурно-карбонатных и темногумусовых почв с темногумусовыми литоземами и карболитоземами. Более часты случаи, когда районы ГПК включают 2–3 ячейки, поскольку в пределах одной геоморфологической структуры, представляющей один район, титульная почва может быть одинакова, а сопутствующие почвы, определяющие специфику ячеек, разные.

Кроме того, при районировании ГПК недостаточно учитывались такие факторы, как современный депрессионно-подовый мезорельеф, грунтово-увлажнение, близкое залегание засоленных пород, в том числе майкопских глин, и т.д., а потому ячейки, специфика почвенного покрова которых связана с подобными факторами, не находят аналогов среди районов ГПК. Примерами таких ячеек могут служить южная часть Ставрополя с солонцеватыми черноземами на выходах засоленных майкопских глин и приморская часть Азово-Кубанской низменности с проявлениями наложенных процессов современного гидрометаморфизма и засоления.

По-видимому, по этим же причинам не дифференцированы на районы предгорья Кавказа с серыми, слитыми почвами и буроземами, и совсем не разделена горная часть региона.

Особо следует отметить новый подход к выделению почв песчаных массивов, которые на ГПК, за некоторыми исключениями, упоминаются как слабо гумусированные виды зональных почв. В почвенно-генетическом районировании специфика песчаных почв учитывается в соответствии со своеобразием их профиля на высоком уровне — типов почв и, соответственно, самостоятельных общностей.

Стоит заметить, что районы ГПК не унифицированы по названиям (преобладающая почва в геоморфологической структуре, геоморфологическая структура с преобладающей почвой, одна структура, разделенная по подзонально-провинциальному принципу, наконец, административные выделы, не всегда снабженные почвенными характеристиками). Кроме того, классификаци-

¹ Цифры в скобках — номера районов на картах районирования соответствующих листов ГПК.

онный уровень преобладающих почв в районах ГПК самый разный. Им может быть тип (луговые почвы), подтип (южные черноземы), род (солонцеватые черноземы, солонцеватые каштановые почвы, щебневатые черноземы, карбонатные черноземы), вид (слабогумусированные черноземы, сверхмощные черноземы). По структуре и терминологии почвенно-генетическое районирование имеет определенные преимущества. Оно проведено по единым принципам и в единой классификации, представляет целостную закономерную систему генетически и географически обусловленных компонентов почвенного покрова.

Продолжая сравнение, можно еще отметить, что почвенно-генетическое районирование в большей степени характеризует разнообразие и сложность почвенного покрова, используя генетическую информацию, “скрытую” в свойствах почв показанных на ГПК, привлекая более современную информацию и выделяя новые ареалы за счет возможностей классификации. Генетическая, или процессная, ориентированность разрабатываемого районирования имеет и прикладное значение, способствуя лучшему пониманию природы почв и процессов, в том числе для оценок ответных реакций почв на антропогенные воздействия и прогноза их последствий.

3. Почвенно-генетическое районирование как один из путей модернизации ГПК.

Новое районирование, “снимая” с ГПК необходимую информацию, одновременно может служить ее модернизации. К сожалению, не новость, что информативная ценность ГПК со временем снижается и необходимы определенные усилия, чтобы сохранить это научное наследие. Действительно, листы карты составлялись на протяжении более полувека, в течение которого появлялась новая информация, разрабатывались и трансформировались научные концепции, менялись классификационные подходы и номенклатура. В итоге листы карты зачастую несопоставимы между собой как по границам контуров, так и по их содержанию. Кроме того, следует принять во внимание, что экологический подход к диагностике почвенных образований, принятый при составлении карты в соответствии с эколого-генетической классификацией [6, 14], обусловил известную неопределенность показанных на ней таксономических единиц. Их выделение в значительной степени зависело от субъективизма авторских представлений, в результате чего одинаковые почвы на разных листах назывались по-разному, и наоборот. Все сказанное привело к тому, что карта перестала быть единым, целостным картографическим произведением.

Обновление ГПК неминуемо должно коснуться коррективки контуров и вынесения на карту

новой информации. Однако, прежде всего, необходим перевод достаточно разнородных легенд ГПК в единую идеологическую систему. Все сказанное предполагает составление практически новой карты, что нереально. В то же время почвенно-генетическое районирование, используя субстантивную классификацию в качестве инструмента обновления картографических единиц на основании собственно почвенных характеристик, способно хотя бы частично решить задачи модернизации карты.

При этом почвенно-генетическое районирование можно рассматривать как своеобразную базу данных о строении и свойствах почв, образующих его таксоны, и о процессах, их формирующих, объединившую в себе атрибутивную и географическую составляющие. Действительно, на листах ГПК экспертным путем выделяются крупные ареалы с общим направлением почвообразующих процессов, формирующих в границах этих ареалов однотипный почвенный покров. Почвы, определяющие специфику ареалов, диагностируются в соответствии с новой классификации, а потому характеризуются определенной системой генетических горизонтов и относительно узким диапазоном аналитических показателей их основных свойств.

Таким образом, перевод ГПК в субстантивно-генетическую классификацию означает по существу ее иную трактовку, позволяющую извлечь из карты новую информацию — о процессах почвообразования и формирования горизонтов. Появляется возможность проведения объективного анализа генетических связей почв и факторов почвообразования и создания серии интерпретационных карт, вскрывающих новые аспекты формирования и функционирования почвенного покрова.

Первыми картами такого типа являются карты диагностических горизонтов, поверхностных и срединных, оверлей которых позволил определить ареалы направлений почвообразования [18]. Составление карт почвенных генетических горизонтов обсуждалось в литературе, особенно французской, еще в 1970–1980 гг. [19]; попытка проведения подобной работы на основании субстантивно-генетической классификации имела место на факультете почвоведения МГУ [10].

Принципы выделения ячеек в системе почвенно-генетического районирования позволяют поновому подойти к оценке сложности почвенного покрова, рассматривая его с позиций *генетического родства* компонентов, особенностей строения почвенных профилей и разнообразия процессов, их формирующих. Такой анализ мог бы быть продолжением разработок Фридланда [15] по оценкам сложности и контрастности почвенного покрова и современных зарубежных подхо-

дов к оценке педоразнообразия на жесткой классификационной основе. Подобная интерпретация содержания ГПК еще ждет своего анализа.

ВЫВОДЫ

1. Почвенно-генетическое районирование — один из первых опытов картографической реализации классификации 2004–2008 гг., способ ее апробации.

2. Почвенно-генетическое районирование — первый опыт районирования, опирающегося непосредственно на свойства почв и особенности почвенного покрова, что позволяет провести объективный анализ генетических связей почв и факторов почвообразования.

3. Переход к новой почвенной номенклатуре для единой легенды ГПК не является простой задачей, и предлагаемые разработки могут частично ее упростить.

4. Принципы, заложенные в основу почвенно-генетического районирования, позволили представить пространственные закономерности направлений почвообразования и географию горизонтообразующих процессов.

5. При разработке почвенно-генетического районирования подтвердилась высокая информационная емкость Государственной почвенной карты, эффективность ее интерпретации как базы данных — источника составления различных интерпретационных карт оригинального содержания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Будина Л.П., Вишневская И.В. Государственная почвенная карта СССР. Объяснительная записка к листу М-38 (Сталинград). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 59 с.
- Добровольский Г.В., Урусевская И.С., Розов Н.Н. Карта почвенно-географического районирования СССР. Масштаб 1 : 8 000 000. М.: ГУГК, 1983.
- Добровольский Г.В., Урусевская И.С. (ред.) Почвенно-экологическое районирование Восточно-Европейской равнины. Масштаб 1 : 2,5 млн. М.: 1997.
- Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 460 с.
- Классификация и диагностика почв России / Авторы и составители: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 235 с.
- Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
- Клименко Г.Г., Крыщенко В.С. К характеристике химического состава южных черноземов правобережья Нижнего Дона // Почвоведение. 1978. № 3. С. 18–25.
- Королюк Т.В., Овечкин С.В. Подходы к модернизации государственной почвенной карты России на основе методов цифровой картографии // Почвоведение. 2010. № 5. С. 527–537.
- Лебедева И.И. Сравнительный анализ свойств, классификация и районирование черноземов Предкавказья и Кавказа. Черноземы СССР (Предкавказье и Кавказ). М.: Агропромиздат, 1985. С. 243–256.
- Неданчук И.М. Взаимосвязь климатических параметров с ареалами распространения почвенных генетических горизонтов равнинной территории России. Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 2010. 31 с.
- Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 117 с.
- Тонконогов В.Д., Герасимова М.И., Лебедева И.И. Классификация почв России: 1997–2004–2008 // Грунтознавство. 2008. Т. 9. № 3–4(13). С. 142–147.
- Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 150 с.
- Указания по классификации и диагностике почв. М.: Колос. Вып. I–V. 1967.
- Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. 423 с.
- Фридланд В.М. при участии Блажнего Е.С. Государственная почвенная карта СССР. Объяснительная записка к листу L-37 (Ростов). М.: Изд-во АН СССР, 1957. 47 с.
- Черноземы СССР (Предкавказье и Кавказ). М.: Агропромиздат, 1985. 262 с.
- Ovechkin S., Koroliuk T., Lebedeva I., Gerasimova M. Map of diagnostic horizons — example of interpreting the soil map of South Russia // 4th Global Workshop on Digital Soil Mapping. Rome, 24–26 May 2010. P. 97.
- Ruellan A. New French system of soil classification // Soil classification. Rep. Intern. Conf. On soil classification in Alma-Ata, 12–16 Sept. 1988. Moscow: UNEP-ISSS, 1990. 148–154.

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ
ПОЧВ

УДК 631.48

АВТОМОРФНЫЕ ТАЕЖНЫЕ ПОЧВЫ СРЕДНЕОБСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

© 2012 г. Н. А. Аветов, С. А. Аветян, Е. И. Дорофеева, С. Я. Трофимов

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

e-mail: awetowna@mail.ru

Поступила в редакцию 19.05.2010 г.

Рассматриваются строение профиля, морфологические, некоторые химические свойства и гранулометрический состав автоморфных почв Среднеобской низменности, развитых на суглинисто-глинистых озерно-аллювиальных отложениях. Указывается на слабую изученность среднетаежных почв Западной Сибири. На основании сопоставления с соответствующими данными по подзолистым почвам северо-восточной части европейской территории России, а также с диагностическими критериями, приведенными в классификации почв России 2004 г. для светлосемов, установлена специфика обсуждаемых почв, не позволяющая, несмотря на широко распространенное мнение, отнести их ни к подзолистым почвам, ни — в большинстве случаев — к светлосемам. Отмечается несоответствие полученных данных по гранулометрическому составу почв концепции седиментационной зональности Западно-Сибирской равнины.

ВВЕДЕНИЕ

Среднеобская низменность представляет собой одну из наиболее крупных по площади структур Западно-Сибирской равнины с присущими ей характерными чертами: сильной заболоченностью, неоднородностью состава минеральных почвообразующих пород, чередованием в ландшафте плоских низин и относительно расчлененных увалистых поверхностей. Вместе с тем, имеющиеся данные по морфологии, физическим и химическим свойствам почв, развитых на суглинистых породах низменности, отличаются крайней противоречивостью, что обуславливает, соответственно, и неоднозначные выводы относительно их генезиса, диагностики, систематической принадлежности и номенклатуры.

Традиционно многие авторы рассматривают эти почвы в рамках типа подзолистых, в том числе и подтипа глееподзолистых почв, хотя при этом и подчеркивают слабую степень развития подзолистого процесса [2, 5–7, 13, 21, 22]. На большинстве существующих и планируемых к изданию обзорных почвенных карт России в качестве зональных на территории Среднеобской низменности также представлены подзолистые почвы.

Несомненно, одним из побудительных мотивов к этому служило стремление сохранить целостное представление о проявлении почвенной зональности в рамках единой Европейско-Западно-Сибирской таежно-лесной области. Распространение дерново-подзолистых почв к югу от Среднеобской низменности (в подзоне южной тайги), таким образом, подразумевалось как один из аргументов в пользу отнесения и автоморфных почв северной части Западной Сибири к типу

подзолистых. В то же время, по мнению ряда исследователей, данные как по строению почвенного профиля, так и по свойствам почв, не позволяют отнести почвы среднетаежной подзоны Западной Сибири к типу подзолистых [1, 11, 12, 16–18, 24]. В качестве альтернативы рассматривается ряд подходов. В частности, предложенный в “Классификации и диагностике почв России” [16] тип светлосемов не нашел пока признания во всем научном сообществе. Примечательно, что в специальной монографии Зайделя [14], посвященной генезису светлых кислых элювиальных горизонтов и снабженной подробным перечнем почв с осветленными горизонтами, светлосемы даже не упоминаются. Выделенные Долговой и Гавриловой [12] *типичные таежно-поверхностно-глеевые почвы* развиваются на глинистых породах под листовечно-еловым редколесьем при наличии многолетней мерзлоты на глубине 60 см — такие условия характерны для ландшафтов лесотундры Западной Сибири и, разумеется, не имеют отношения к южной части Среднеобской низменности. *Охристо-элювиально-глеевые почвы*, в свою очередь, по сведениям этих авторов, формируются в северной тайге под листовенными редкостойными лесами, что также исключает их наличие на изученной нами территории. В подзоне средней тайги на суглинисто-глинистых породах Долгова и Гаврилова выделили *подзолисто-элювиально-глеевые почвы*, оговариваясь при этом, что это не типично подзолистые почвы. В то же время указывается, что и признаки оглеения в верхней и средней частях профиля весьма слабые (сизоватость, охристые пятна), особенно у вида *глееватые*. Следует отметить, что в работе Долговой и Гавриловой обсуждается очень важный аспект:

годовая и сезонная изменчивость морфологических проявлений глеевого процесса. Пятна оглеения, согласно их наблюдениям, меняют интенсивность окраски, размеры, очертания, глубину обнаружения в профиле. Вопрос о диагностике таких средне- и слабооглеенных почв с неустойчивыми во времени признаками до сих пор не решен. В дальнейшем [10, 17] под *глеевыми почвами* (*глееземами*, *буровато-глеевыми*) понимали почвы с проявлением в профиле оглеения разной интенсивности, по крайней мере, во всех случаях допускалось наличие зон окисления в виде охристых, бурых, ржавых пятен. Однако глееземы в 1970–1980 гг. оставались не интегрированными в классификацию прежде всего из-за отсутствия четкого разграничения в морфологической диагностике между “глееватыми” родами и видами других почвенных таксонов и собственно глееземов. В классификации почв России 2004 г. был предложен иной подход: главным и, по сути, единственным диагностическим признаком этого типа почв служит “яркая голубая окраска” глеевого горизонта, означающая проявление глеевого процесса максимальной интенсивности.

Говоря в целом об изученности почв среднетаежной подзоны Западной Сибири, следует обратить внимание на скудность имеющейся информации по сравнению с информацией о других регионах бореального пояса России, что в определенной мере объясняет существующие разногласия. Например, в базе данных Boreal 2.0 [3], охватывающей бореальные почвы России, количество разрезов, представляющих Западную Сибирь, почти в шесть раз меньше количества разрезов европейской части России при сопоставимых размерах территорий. Очевидно, что для выяснения особенностей суглинистых почв Среднеобской низменности требуется накопление информации по их генетико-морфологическим и химическим свойствам.

Целью настоящей статьи служит обоснование выделения таежных суглинистых почв, распространенных в автоморфных позициях Среднеобской низменности, в качестве особой почвенно-таксономической единицы, не относящейся ни к типу подзолистых, ни вообще к отделу текстурно-дифференцированных почв.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы были собраны в процессе маршрутных исследований в южной части Среднеобской низменности (подзона средней тайги) — территории преимущественного распространения суглинисто-глинистых озерно-аллювиальных отложений. По существующим представлениям, они имеют среднеплейстоценовый возраст и образуют толщи мощностью 30–50 м, почти сплошь покрывающие водораздельные поверхности. Их

простираение прерывается только долинными комплексами притоков Оби — Салыма, Балыка, Югана, сложенных аллювиальными отложениями позднеплейстоценового и голоценового возраста [4, 9]. Важно отметить, что смешанный озерно-аллювиальный генезис почвообразующих пород предполагает даже в относительно стабильных условиях послонной седиментации возможность определенной вертикальной дифференциации литологического профиля, проявляющейся в отдельных фракциях гранулометрического состава почв.

Были проанализированы морфологическое строение таежных суглинисто-глинистых почв и ряд важнейших аналитических показателей, имеющих диагностическое значение, в том числе сумма обменных оснований, содержание гумуса, pH солевой вытяжки в поверхностном минеральном (осветленном) горизонте, гранулометрический состав с использованием коэффициента дифференциации ила (КД) по Тонконогову [23], профильное распределение аморфного железа (по Тамму). В качестве объекта сравнения были выбраны данные по подзолистым почвам подзоны средней тайги из коллективной монографии “Подзолистые почвы центральной и восточной частей европейской территории СССР (на суглинистых почвообразующих породах)” [19].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности морфологии почв. Изученные профили почв, развитых на суглинисто-глинистых озерно-аллювиальных отложениях, имеют строение A0—(AE, AB, A, E, Eg)—B(g)—BCg—Cg, отличаясь, таким образом, сильной изменчивостью горизонта, залегающего непосредственно под лесной подстилкой. Формирование во многих профилях осветленного горизонта (AE, E или Eg) сопряжено с неустойчивостью его морфохроматических признаков в виде слабого осветления, часто проявляющегося на стенке разреза в виде заклинов, имеющих фрагментарное простираение. Сопоставление мощности осветленного горизонта исследованных почв с мощностью подзолистого горизонта подзолистых почв северо-восточной части Европейской России, указывает на почти в два раза меньшую мощность первых при значительно большей вариабельности величин мощности (табл. 1). Природа этого горизонта, по-видимому, двойственная. С одной стороны, в нем может развиваться поверхностное подподстилочное оглеение, с другой стороны, вероятно, осветление является следствием слабого альфегумусового оподзоливания. Иногда под подстилкой выделяется по цвету гумусовый гор. А или переходный гор. АВ. При этом, очевидно, гумус выступает в качестве маскирующего осветление фактора, препятствуя тем самым диа-

Таблица 1. Мощность (см) подзолистого и осветленного горизонтов

Почвы, горизонты	<i>M</i>	<i>n</i>	σ	<i>m</i>	<i>V</i> , %
Подзолистые ЕТР, гор. Е1	11.6	15	4.5	1.2	25
Слабодифференцированные Западной Сибири, гор. АЕ, Е	6.6	24	4.3	0.88	65

Примечание. Здесь и далее в таблицах используются следующие обозначения: *M* — среднее арифметическое, *n* — количество значений в выборке, σ — среднее квадратичное отклонение, *m* — ошибка среднего, *V* — коэффициент вариации.

Таблица 2. Содержание гумуса (%) в верхних минеральных (подподстильных) горизонтах таежных почв

Почвы, горизонты	<i>M</i>	<i>n</i>	σ	<i>m</i>	<i>V</i> , %
Глееподзолистые ЕТР (северная тайга), гор. Ег	2.4	9	0.78	0.27	32
Подзолистые ЕТР, гор. Е1	1.5	14	0.42	0.20	27
Слабодифференцированные Западной Сибири, гор. АЕ, Е	4.2	15	2.18	0.56	52
Недифференцированные Западной Сибири, гор. А, АВ, В	6.4	6	3.06	1.37	48

гностике и без того морфологически слабо выраженного элювиального горизонта. Отмеченные признаки, в свою очередь, указывают на определенную условность разделения почв Среднеобской низменности по признаку наличия осветленного горизонта на слабодифференцированные и недифференцированные.

Морфологический облик средней и нижней части профиля определяется отсутствием признаков элювиально-иллювиальной дифференциации и, в частности, текстурного горизонта. При этом, вне зависимости от степени проявления морфохроматических признаков осветления, здесь развивается специфическая криометаморфическая ореховатоплитчатая (творожистая — в насыщенном водой состоянии) структура, сопровождающаяся обильной белесой присыпкой по граням структурных отдельностей. Наличие криометаморфического горизонта послужило главным поводом для выделения отдела криометаморфических почв в классификации 2004 г. Необходимо однако подчеркнуть, что данный горизонт генетически мало связан с верхней частью почвенного профиля, формируясь под влиянием частых фазовых переходов в почвенно-литологической толще на глубине 40–200 см. По данным Федоровой и Яриловой [26, 27], плитчатая структура наиболее четко выражена как раз в зонах максимальной продолжительности периодов с температурным интервалом от 0 до –2°C, обеспечивающих повышенную частоту и длительность фазовых переходов. По их мнению, в пользу версии фазовых переходов свидетельствует и отсутствие резких переходов по морфологическим признакам между различными частями профиля. С нашей точки зрения, она так-

же подтверждается наблюдаемой устойчивостью проявления соответствующих признаков на определенной глубине в разрезах по всей территории Среднеобской низменности.

К числу общих морфологических признаков принадлежит также глееватость, в той или иной мере присутствующая в профиле всех автоморфных суглинистых почв низменности. В верхних горизонтах глеевый процесс проявляется обычно в виде слабого сизого оттенка, пятен ожелезнения или небольшой осветленной прослойки под подстилкой. Постепенное нарастание степени оглеения вниз по профилю далеко не всегда приводит к обособлению грунтово-глеевого гор. G, связанного с зеркалом высокостоящих почвенно-грунтовых вод. По нашему мнению, основным фактором оглеенности автоморфных почв Среднеобской низменности служит их выраженная слоистость, приводящая к замедлению инфильтрации атмосферных вод. На слоистость как фактор оглеения почв Сосьвинского Приобья обращалось внимание Караваевой [15]. По этой причине, процесс оглеения, хотя и распространяется на большую часть профиля, тем не менее, часто не достигает интенсивности, свойственной гор. G, а глееватые горизонты в этом случае по своей природе близки к стагноглиям (по Розанову [20]), генетически не связанным с зеркалом почвенно-грунтовых вод. Необходимо подчеркнуть, что в Среднеобской низменности яркая голубая окраска встречается почти исключительно в минеральных толщах под торфяными горизонтами болотных почв, в связи с чем рассматриваемые нами почвы не могут быть диагностированы в качестве глееземов в трактовке классификации 2004 г.

Таблица 3. Сумма обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} (ммоль экв/100 г почв) в верхних минеральных (подподстильных) горизонтах таежных почв

Почвы	<i>M</i>	<i>n</i>	σ	<i>m</i>	<i>V</i> , %
Глееподзолистые ЕТР (северная тайга), гор. Ег	4.0	4	Не опр.		
Подзолистые ЕТР, гор. Е	2.7	14	3.70	1.00	81
Слабодифференцированные Западной Сибири, гор. АЕ, Е	6.2	15	4.56	1.18	73
Недифференцированные Западной Сибири, гор. А, АВ, В	7.4	6	4.85	2.17	66

Таблица 4. Распределение по разновидностям таежных слабодифференцированных и недифференцированных почв Западной Сибири (%)

Почвы	<i>n</i>	Легко-глинистые	Тяжелосуглинистые	Среднесуглинистые	Легкосуглинистые	Итого
Слабодифференцированные Западной Сибири	16	13	31	43	13	100
Недифференцированные Западной Сибири	8	0	13	62	25	100
В целом суглинисто-глинистые	24	8	25	50	17	100

Особенности химических свойств. Химические параметры автоморфных почв Среднеобской низменности соответствуют представлениям о них как о почвах, сильноокислая среда которых не приводит к заметной элювиально-иллювиальной дифференциации. Значения pH солевой вытяжки у всех почв в верхней части профиля не превышают 4.

Для почв характерно весьма высокое содержание гумуса, колеблющееся в пределах от 1.1 до 8.0% и составляющее в среднем 4.2%, что превышает не только средние значения для подзолистых (1.5%) и глееподзолистых (2.4%) почв (табл. 2), но и величины, приведенные в качестве диагностических для светлосезмов в классификации почв России (2–4%). По-видимому, преимущественно фульватный состав гумуса не позволяет ему проявиться морфологически при содержании до 4–5%. Выше этого рубежа по окраске (буровато-серому оттенку) выделяется переходный гор. АВ (АЕ), а при достижении значений 7–8% возможно даже выделение гумусового гор. А.

Содержание обменных оснований ($\text{Ca} + \text{Mg}$) в верхнем минеральном горизонте рассматриваемых почв также демонстрирует значительные отличия от подзолистых (табл. 3): при среднем значении 6.2 ммоль экв/100 г почвы, в подзолистых почвах этот показатель уменьшается до 2.7 ммоль экв/100 г почвы.

В свою очередь, распределение аморфного железа (по Тамму) крайне неоднозначно. По классификационным критериям профиль светлосезмов резко дифференцирован по содержанию оксидов железа. Верхний осветленный горизонт обеднен несиликатными формами железа (в том числе из-

влекаемыми реактивом Тамма) по причине восстановительной мобилизации соединений железа с последующим выносом за пределы почвенного профиля. Из проанализированных 19 профилей распределения железа по Тамму (в том числе, шести по данным Уфимцевой [25] и Дюкарева [13]) 11 профилей (58%) носят аккумулятивный характер с максимумом в поверхностном горизонте, пять (26%) профилей отвечают представлениям о элювиально-иллювиальном распределении железа в светлосезмах, три (16%) профиля недифференцированы. Таким образом, в 74% случаев профильное распределение железа по Тамму в рассматриваемых почвах вступает в явное противоречие с диагностическими критериями как подзолистых почв, так и светлосезмов.

Необходимо подчеркнуть, что литературные источники свидетельствуют о недифференцированности почвенного профиля суглинистых почв среднетаежной подзоны Западной Сибири по валовому химическому составу [8, 15, 17, 25].

Особенности гранулометрического состава. Гранулометрический состав автоморфных суглинистых почв Среднеобской низменности обладает рядом особенностей, среди которых следует отметить следующие:

- 1 — преобладание лёссовой (крупнопылевой фракции) 0.01–0.05 мм;
- 2 — постепенное увеличение содержания илстой фракции вниз по профилю без резких перепадов, в том числе и по границе осветленного и нижележащего горизонтов;
- 3 — литологическая неоднородность профиля, выражающаяся во многих случаях в колебаниях в со-

Таблица 5. Гранулометрический состав литологически неоднородных почв

Почва, разрез	Горизонт	Глубина, см	Размер фракций, мм						физическая глина
			1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	
Слабодифференцированная, 502	AE	4–11	1.33	12.05	49.7	9.46	11.51	15.95	36.92
	B	20–30	0.26	0.92	49.13	11.95	9.75	27.99	49.69
	Bg	60–70	0.05	0.89	42.82	11.05	12.44	32.75	56.24
	BG	90–100	0.17	0.69	41.69	9.66	12.9	34.89	57.45
Недифференцированная, T13	A	2–12	1.31	23.76	48.40	9.92	7.26	10.66	27.84
	B1g	12–31	0.00	10.48	47.54	4.86	11.16	25.64	41.66
	B2g	31–80	0.00	8.86	49.80	5.76	11.10	24.48	41.34
	B3C	80–110	0.00	10.80	45.18	8.42	7.92	27.68	44.02

держании фракции мелкого песка (0.25–0.05 мм) по горизонтам;

4 — преимущественно среднесуглинистый состав поверхностных почвенных горизонтов при значительной доли тяжелосуглинистых разновидностей (табл. 4). Доля легкосуглинистых почв составляет всего лишь 17%. В связи с этим следует указать, что наши данные не согласуются с концепцией седиментационной зональности Западно-Сибирской равнины, предложенной Тонконоговым [24], в соответствии с которой на севере Западной Сибири до границы с южнотаежной подзоны доминируют светлосымы легкосуглинистого состава.

Используемый нами для выявления степени глинистой дифференциации почв коэффициент КД, представляющий собой отношение содержания ила в гор. ВТ к гор. ЕL, у текстурно-дифференцированных почв на покровных суглинках составляет 1.5–3.0, на двучленных отложениях 2.5–5.5 и более [23]. Полученные результаты показывают, что, несмотря на отсутствие морфологических проявлений процессов элювиально-иллювиальной дифференциации, в шести из 24 изученных профилей значения КД формально удовлетворяют критериям текстурно-дифференцированных почв, то есть превышают 1.5. Однако при этом, в пяти из шести этих профилей при рассмотрении изменений по горизонтам содержания фракции мелкого и даже среднего песка выявляется выраженная литологическая неоднородность: уменьшение содержания ила сопровождается одновременно резким (в несколько раз) увеличением содержания мелкого и среднего песка (см. примеры в табл. 5). Лишь у одного профиля с осветленным

горизонтом не отмечается литологической неоднородности при значениях КД 1.62.

Причины слабой элювиально-иллювиальной дифференциации профиля автоморфных суглинистых почв. Резюмируя сведения, касающиеся морфологии, гранулометрического состава и химических свойств автоморфных суглинистых почв Среднеобской низменности, а также приводимые в литературе данные, мы хотели бы обратить внимание на достаточно широкий спектр факторов, совокупное действие которых обуславливает чрезвычайно слабую дифференциацию их профилей или вообще ее отсутствие, в том числе:

- высокую насыщенность озерно-аллювиальных отложений основаниями, приводящую к ослаблению процессов разрушения минералов и проявляющуюся в относительно высоком содержании обменных Са и Mg в почвенном поглощающем комплексе, превышающем, как уже указывалось, соответствующие значения для подзолистых почв в 2–3 раза;
- короткий период активного почвообразования, связанный с длительным пребыванием в мерзлом состоянии (около семи месяцев в году) и медленным протаиванием почв весной;
- слабую водопроницаемость и, соответственно, замедленное нисходящее перемещение веществ из-за слоистости почвенно-литологического профиля. При этом исходная слоистость озерно-аллювиальных пород усиливается за счет дополнительного расслоения почвенно-грунтовой толщи в ходе процессов замерзания—оттаивания [26];
- переувлажненность почвенного профиля;

— повышенную численность дождевых червей *Eisenia nordenskioldi*, отмеченную нами в некоторых почвах Салымо-Иртышского междуречья на глубине до 1 м. В профилях почв их деятельность обнаруживалась как в подстилке, так и в минеральных горизонтах по обилию копролитов, характерной мелкокомковато-порошистой структуре, иногда образованию фрагментов вторых псевдогумусовых горизонтов (возможно, в местах их зимнего скопления) [1]. Подобная высокая активность почвенной мезофауны в тех же глубинных диапазонах была также установлена Федоровой и Яриловой [27];

— затрудненную поверхностную биолатеральную миграцию с напочвенным стоком из-за плоского и относительно мало расчлененного рельефа и высокой заболоченности, часто проявляющейся пятнами под пологом леса в виде изолированных ареалов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отнесение рассматриваемых почв к типу подзолистых (или глееподзолистых) почв неприемлемо по всей совокупности морфологических и химических свойств и, прежде всего, вследствие отсутствия выраженной элювиально-иллювиальной дифференциации профиля. Вместе с тем, хотя некоторая часть исследованных почв может быть классифицирована как светлосемы, большинству профилей присущи свойства, не согласующиеся с представлениями об этом типе почв. К их числу относятся: во-первых, слабое осветление подподстилочного горизонта; во-вторых, несоответствие классификационным критериям профильного распределения несиликатных форм железа; в-третьих, слишком высокая гумусированность осветленного горизонта (>4%). Наконец, гранулометрический состав почв Среднеобской низменности для 83% профилей, согласно полученным данным, среднесуглинистый, тяжелосуглинистый и даже глинистый, в то время как западно-сибирские светлосемы, по сведениям Тонконогова [24], относятся исключительно к легкосуглинистым разновидностям.

Причинами слабой дифференциации почвенного профиля выступают: высокая насыщенность почвообразующих пород основаниями, короткий период активного почвообразования, слабая водопроницаемость и переувлажненность почвенного профиля, повышенная активность мезофауны, затрудненная поверхностная биолатеральная миграция.

Не претендуя на авторство выделения новых таксонов, мы хотели бы указать, что, по-видимому, наиболее приемлемый путь при определении систематической принадлежности таежных почв Среднеобской низменности — анализ степени

оглеения и классификационная диагностика в рамках таксономических единиц, включающих глеевые почвы [10, 17]. В то же время, с нашей точки зрения, к таежным глеевым почвам должны быть отнесены почвы с достаточно интенсивно выраженным глеевым процессом, но при этом, в отличие от подхода 1970–1980-х годов, следует выработать четкие критерии разграничения между таежными неоглееными, глееватыми и глеевыми почвами, в том числе:

— необходимо провести ранжирование степени (интенсивности) проявления глеевого процесса с привлечением цветковых шкал, количественных и полуколичественных методов диагностики (индикации) почв;

— выделенные единицы должны иметь биоценотическое обоснование, то есть должны быть отличными по составу и структуре соответствующих им таежных биоценозов;

— следует решить вопрос с временной динамикой признаков глеевого процесса, установить границы допустимых сезонных изменений в рамках соответствующих таксонов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветов Н.А., Трофимов С.Я. Особенности почвообразования и структура почвенного покрова бассейна реки Большой Салым // Почвоведение. 2000. № 5. С. 540–547.
2. Афанасьева Т.В., Василенко В.И. Почвы // Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. С. 80–112.
3. Белоусова Н.И., Мешалкина Ю.Л. Методические аспекты создания почвенно-атрибутивной базы данных // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2009. Вып. 64. С. 23–33.
4. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Инженерно-геологическая карта // Атлас Ханты-Мансийского автономного округа — Югры. Ханты-Мансийск—Москва, 2004. Т. 2. С. 22.
5. Гаджиев И.М., Курачев В.М., Шоба В.Н. и др. Генезис, эволюция и география почв Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. 224 с.
6. Гаджиев И.М., Овчинников С.М. Почвы средней тайги Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 152 с.
7. Герасько Л.И. Автоморфные и полугидроморфные почвы северо-западной части Томского Приобья. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Томск, 1975. 19 с.
8. Герасько Л.И., Пологова Н.Н. Особенности почвообразования в таежной зоне Томского Приобья // Вопросы почвоведения Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1975. С. 3–23.
9. Герасимова А.С. Инженерно-геологические особенности южной части Западно-Сибирской плиты // Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. Вып. 5. С. 246–262.

10. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д., Афанасьева Т.В. Таежное почвообразование в континентальных условиях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 216 с.
11. Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: КолосС, 2004. 460 с.
12. Долгова Л.С., Гаврилова И.П. Особенности почв средне- и северотаежных подзон Западной Сибири (в пределах Томской области) // Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. Вып. 1. С. 77–90.
13. Дюкарев А.Г. Ландшафтно-динамические аспекты таежного почвообразования в Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2005. 284 с.
14. Зайдельман Ф.Р. Теория образования кислых элювиальных горизонтов почв и ее прикладные аспекты. М.: КРАСАНД, 2010. 248 с.
15. Караваева Н.А. Почвы тайги Западной Сибири. М.: Наука, 1973. 167 с.
16. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
17. Никитин Е.Д. Закономерности таежно-лесного почвообразования (в регионах с различной историей развития). Автореф. дис. ... док. биол. наук. М., 1985. 26 с.
18. Овчинников С.М., Соколова Т.А., Таргульян В.О. Глинистые минералы в суглинистых почвах тайги и лесотундры Западной Сибири // Почвоведение. 1973. № 12. С. 90–102.
19. Подзолистые почвы центральной и восточной частей европейской территории СССР (на суглинистых почвообразующих породах). Л.: Наука, 1980.
20. Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 320 с.
21. Смоленцев Б.А. Структура почвенного покрова Сибирских увалов (северо-таежная подзона Западной Сибири). Автореф. ... канд. биол. наук. Новосибирск, 2000. 23 с.
22. Толчельников Ю.С. Почвы дренируемых местоположений бассейна среднего течения Б. Салыма (средняя тайга Западной Сибири) // Почвоведение. 1967. № 12. С. 45–57.
23. Тонконогов В.Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М.: Изд-во РАСХН, 1999. 156 с.
24. Тонконогов В.Д. Пространственно-генетические ряды горизонтов и профилей почв Русской и Западно-Сибирской равнины // Почвоведение. 2008. № 6. С. 645–654.
25. Уфимцева К.А. Почвы южной части таежной зоны Западно-Сибирской равнины. М.: Колос, 1974. 206 с.
26. Федорова Н.М. К проблеме почвенного криогенеза // Почвоведение. 1974. № 2. С. 19–30.
27. Федорова Н.М., Ярилова Е.А. Гидротермический режим и морфология суглинистых почво-грунтов средней тайги Западной Сибири // Почвоведение. 1972. № 7. С. 79–88.

ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ УВЛАЖНЕНИЯ НА ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ СОЕДИНЕНИЙ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В АГРОДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВАХ, ЗАГРЯЗНЕННЫХ ОСАДКОМ СТОЧНЫХ ВОД

© 2012 г. И. О. Плеханова

*Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы**e-mail: irinaoplekhanova@mail.ru*

Поступила в редакцию 29.06.2011 г.

Избыточное увлажнение приводит к значительным изменениям физико-химических, химических и биологических свойств почв, вызывает изменение валентности Fe, Mn и фракционного состава их соединений, а также связанных с ними микроэлементов и тяжелых металлов. Установлено, что металлы подразделяются на три группы по отношению к условиям увлажнения почв: 1) металлы семейства железа, состояние которых определяется условиями увлажнения почв, интенсивностью развития восстановительных процессов и состоянием соединений Fe, Mn как основных сорбционных комплексов, с которыми тесно связаны Co и Ni, 2) соединения Cu и Pb, состояние которых зависит от режима увлажнения почв и окислительно-восстановительных условий, тесно связаны с органическим веществом и соединениями Fe и Mn, 3) соединения Zn и Cd, состояние которых мало зависит от режима увлажнения почв и окислительно-восстановительных условий, характеризуются слабым сродством с соединениями Fe и Mn и органическими соединениями.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время естественные биогеохимические и почвообразовательные процессы происходят на фоне возрастающего загрязнения тяжелыми металлами (ТМ), что часто наблюдается при использовании осадков сточных вод (ОСВ) в качестве нетрадиционных органических удобрений [2, 9–11, 19, 20, 22, 29]. В результате ТМ накапливаются в почвах, растениях, организмах животных, вызывая токсические реакции, что показано во многих работах. Отличительной особенностью ОСВ, как источника загрязнения почв, является высокое содержание органического вещества, которое, в зависимости от способа обработки ОСВ, может изменяться от 40 до 80%. Существенное значение при внесении в почву ОСВ является разложение органического вещества и освобождение связанных с ним ТМ, которые взаимодействуют с органическими и минеральными компонентами почв, образуя новые более прочные или, наоборот, более подвижные соединения.

Следует полагать, что повышенное содержание в почвах ТМ в условиях действия естественных физико-химических факторов внешней среды и при участии биологической составляющей почв, может приводить к существенным изменениям в биогеохимических процессах трансформации их соединений. При этом изменения фракционного состава соединений железа и марганца, могут привести к изменению подвижности и способности к миграции других элементов [21, 23].

Целью нашей работы являлось изучение влияния условий увлажнения на подвижность и фракционный состав ТМ при полиэлементном загрязнении агродерново-подзолистых супесчаных почв ОСВ.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования служили агродерново-подзолистые супесчаные почвы Балашихинского р-на Московской обл. Источником загрязнения этих почв были ОСВ Люберецкой станции аэрации, которые вносили в качестве органических удобрений в течение 5–10 лет. Изначально почвы использовали для выращивания овощных культур и кормовых трав, они отличались высоким содержанием гумуса: 2.8–5.5%, нейтральной реакцией среды, pH 6.0–6.9, были высоко обеспечены основными элементами питания растений (N, P, K). В настоящее время эти почвы также используются в сельском хозяйстве, но вследствие высокого уровня их загрязнения перепрофилированы из овощного севооборота в кормовой.

Исследования проводили в лабораторных условиях на агродерново-подзолистой супесчаной почве с высоким уровнем загрязнения (гор. А пах с дозой ОСВ 600 т/га), при двух режимах увлажнения: 60 и 100% полной влагоемкости (ПВ) в трех повторностях. Предварительно почву растирали, просеивали через сито с отверстиями 2 мм, увлажняли и инкубировали при температуре 20–22°C в течение 30 сут. В ходе опыта поддержи-

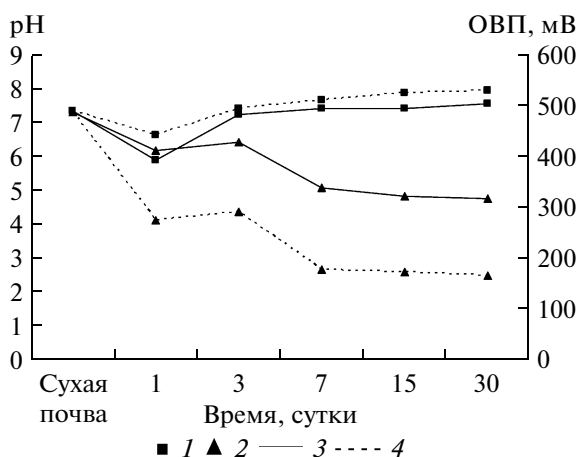


Рис. 1. Динамика pH (1) и ОВП (2) при инкубировании агродерново-подзолистых супесчаных почв с ОСВ при влажности 60% ПВ (3) и 100% ПВ (4).

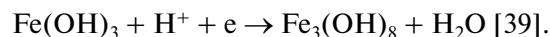
вали уровень влажности, контролировали pH, окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) на 1, 3, 7, 15, 20 и 30-е сутки инкубирования. pH и ОВП определяли потенциометрически с помощью иономера И-500 [1].

Для определения группового состава соединений Cd, Co, Cu, Zn, Ni, Pb, Fe и Mn пробы почв отбирали на 1, 3, 7, 15 и 30-е сут инкубирования и из сухих образцов. Вытяжки подбирали с учетом прочности связи элементов с почвенными компонентами, экстракцию проводили путем последовательного извлечения фракций из одной навески почвы [20, 23]. В почвах контролировали содержание следующих фракций соединений элементов: растворимых в воде, обменных (вытяжка 0.1 М $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ с pH = 7), специфически адсорбированных (вытяжка $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ с pH = 4.8), слабо связанных с органическим веществом (вытяжка $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ с pH = 4.8, после обработки почвы концентрированной H_2O_2 при 85°C); оксалаторастворимых (вытяжка Тамма, в которую переходят аморфные и слабокристаллизованные соединения железа и связанные с ними ТМ) [4, 5], окристаллизованных соединений железа и связанных с ними ТМ (вытяжка Тамма с облучением почвенной суспензии ультрафиолетом) [31]. Для определения металлов, прочно связанных с алюмосиликатами, остаток почвы после фракционирования подвергали кислотному разложению почв смесью концентрированных кислот: HCl и HNO_3 , в соотношении 3 : 1 с последующим растворением осадка в 1 М HNO_3 [23]. Содержание элементов в вытяжках определяли на атомно-абсорбционном спектрофотометре ААС-3. Учет неселективного поглощения при определении Cd, Ni, Pb и Co проводили с помощью дейтериевого корректора фона [14]. Статистическую

обработку данных — при помощи пакета программ Microsoft Excel 7.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе инкубирования наблюдали изменение pH и ОВП исследованных почв (рис. 1). В первые сутки после увлажнения почв было отмечено снижение pH и ОВП для обоих режимов увлажнения, что связано с увеличением активности почвенных микроорганизмов. Потребление микроорганизмами углеводов сопровождается подкислением среды с образованием промежуточных продуктов катаболизма, имеющих кислую природу (глюконовая кислота, пируват, лактат, ацетат). Снижение pH наблюдается также благодаря увеличению эмиссии CO_2 , выделяемого почвенными микроорганизмами [17, 18, 39]. Наиболее низкие значения pH наблюдали в первые сутки после затопления почв, затем отмечали подщелачивание почв, вероятно связанное с преобладающим развитием восстановительных процессов. Наибольшее увеличение pH наблюдали в почвах, увлажненных до 100% ПВ. Повышение pH происходит благодаря протеканию в почве восстановительных реакций. Восстановление многих элементов сопровождается поглощением иона водорода:



В случае более высокой влажности создаются анаэробные условия, что способствует более полному протеканию восстановительных реакций и, соответственно, большему расходу протонов. При инкубировании почв при влажности 60% ПВ происходило снижение ОВП приблизительно на 170 мВ (от 486 до 317 мВ) и на 310 мВ при влажности 100% ПВ (рис. 1).

При инкубировании агродерново-подзолистых супесчаных почв, удобренных осадком сточных вод, происходило некоторое увеличение концентрации железа и марганца в водных вытяжках из почв (рис. 2, 1). Однако следует отметить, что это увеличение было незначительным, по сравнению с более кислыми дерново-подзолистыми почвами, которые были исследованы ранее [21, 23]. Концентрации элементов при влажности 100% ПВ, были незначительно выше, чем при влажности 60% ПВ. Вероятно, это объясняется нейтральной реакцией среды исследованных почв (7.0–7.5) и их насыщенностью большим количеством органического вещества и фосфатов, что способствует образованию малорастворимых соединений элементов, а также с высокой поглощательной способностью органического вещества, входящего в состав ОСВ, по отношению к железу и марганцу [15, 27, 36].

Следует отметить, что при инкубировании почв с влажностью 60% ПВ содержание обмен-

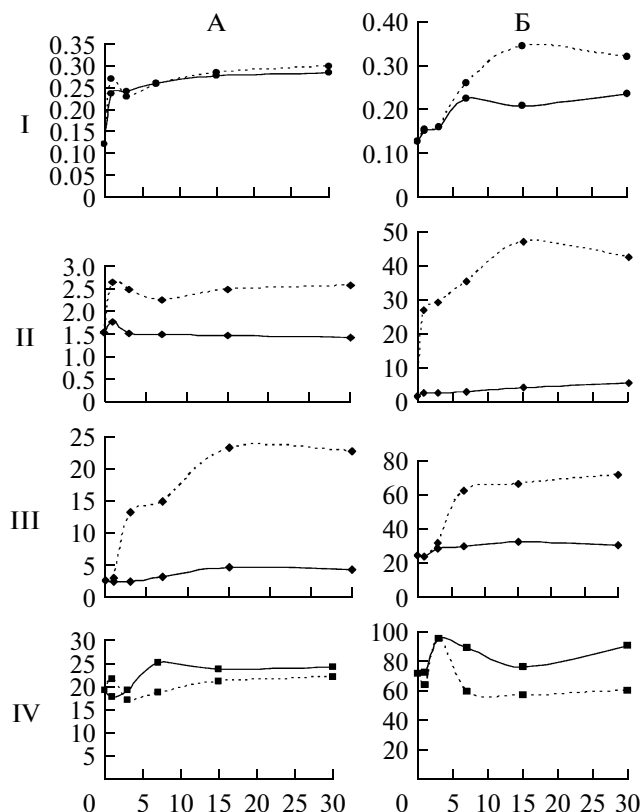


Рис. 2. Содержание водорастворимых (I), обменных (II) специфически адсорбированных соединений (III) и связанных с органическим веществом (IV) соединений Fe (А, мг/кг), и Mn (Б, мг/кг) в супесчаных агродерново-подзолистых почвах с ОСВ при влажности 60% ПВ — сплошная линия, при 100% ПВ — пунктирная.

ных соединений железа и марганца мало изменялось, а при влажности 100% ПВ значительно возросло содержание обменных соединений железа и марганца (рис. 2, II). Причем содержание обменного Fe в дерново-подзолистой почве при влажности 100% ПВ увеличилось на 60%, а содержание марганца — в 80 раз. Увлажнение почвы сопровождается увеличением растворимости соединений Fe и Mn при их восстановлении и приводит к растворению оксидных пленок на поверхности глинистых минералов. Микробиологическая редукция захватывает не только поверхностные соединения железа, но и удерживаемые в структуре глинистых минералов [32, 33]. Увеличение дисперсности почвенных минералов приводит к значительному увеличению числа позиций, по которым может происходить обмен Fe и Mn на катионы взаимодействующего с почвой раствора [30, 35]. Эти процессы более активно протекают при более высокой влажности и, соответственно при более выраженных восстановительных условиях.

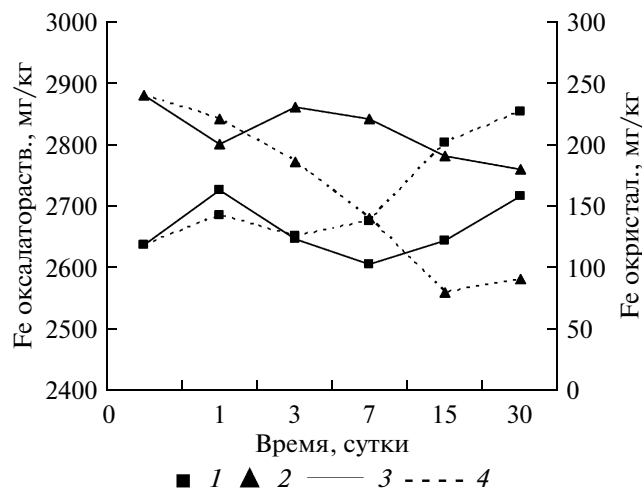


Рис. 3. Содержание оксалаторастворимых (1) и окристаллизованных (2) соединений Fe в почвах с ОСВ при влажности 60% ПВ (3) и 100% ПВ (4).

В результате инкубирования почв изменилось также содержание специфически адсорбированных соединений Fe и Mn (рис. 2, III). Содержание Fe и Mn при влажности 60% ПВ увеличилось в 1.6 и 1.3 раза, а при влажности 100% ПВ в 8.5 и 3 раза соответственно. Одновременно наблюдалось снижение содержания Fe и Mn, связанных с органическим веществом, причем в большей степени это характерно для вариантов опыта с более высокой влажностью (рис. 2, IV).

Возможность деструкции природных форм аккумуляции гуминовых и фульвокислот, характерных для почв подзолистого типа была показана в исследованиях Аристовской [3]. В подзолистых почвах характерными формами накопления являются органо-минеральные комплексы, образованные гумусовыми кислотами и полуторными окислами [12, 13, 24]. Эти комплексы накапливаются в почве в форме гелей, пленки которых покрывают поверхность почвенных частиц и используются организмами в качестве питательного субстрата. На поверхности этих пленок развивается своеобразный комплекс микроорганизмов, способных к расщеплению органо-минеральных комплексов. Вероятно, с этим и связано снижение содержания в почвах соединений железа и марганца, связанных с органическим веществом. Таким образом, результаты опытов показали, что развитие восстановительных процессов в почвах приводит к снижению содержания Fe и Mn в этой фракции.

Развитие восстановительных процессов, происходящее при инкубировании увлажненных почв, приводит к увеличению доли оксалаторастворимых соединений Fe и Mn (рис. 3, 4). Редукция соединений железа приводит к увеличению его содержания в почвенном растворе в связи с

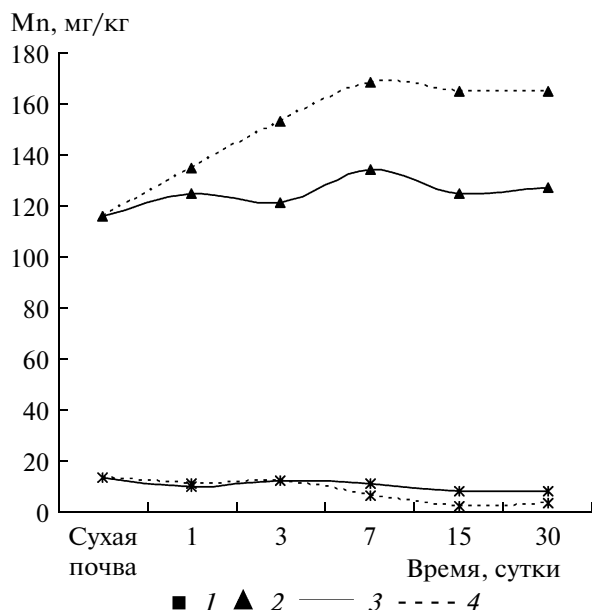


Рис. 4. Содержание оксалоторастворимых соединений Mn (1) и связанных с окристаллизованными (2) соединениями железа в почвах с ОСВ при влажности 60% ПВ (3) и 100% ПВ (4).

большой растворимостью соединений двухвалентного железа. Затем в результате каталитических реакций в присутствии двухвалентного железа происходит увеличение растворимости (гидр)оксидов железа (III) [5, 38].

Диаграммы устойчивости соединений Fe и Mn, рассчитанные Поннамперумой [39] показывают, что при pH 7 и ОВП 0.2 В находится граница устойчивости гидроксида железа. То есть при ОВП выше 0.2 В, которые отмечены при влажности 60% ПВ, еще не происходит химическое восстановление трехвалентного железа, а при влажности 100% ПВ этот процесс уже возможен. По мере редукции трехвалентного железа наблюдается увеличение растворимости его соединений. Известно, что процесс восстановления железа происходит с участием различных микроорганизмов [3, 7, 25, 32, 33]. Присутствие в почвах такого источника органического вещества, как ОСВ, вероятно, стимулирует развитие микроорганизмов, вызывающих развитие восстановительных процессов, которые приводят к увеличению содержания оксалоторастворимых соединений железа. Количество железа в вытяжке Тамма ранее рассматривали, как содержание аморфного железа [8], однако современные исследования показали, что в эту вытяжку переходят различные слабоокристаллизованные соединения железа, а также магнетит [4, 5, 38]. Отношение содержания железа в традиционной вытяжке Тамма и в вытяжке, проведенной в условиях облучения ультрафиолетом, следует рассматривать как соотношение ме-

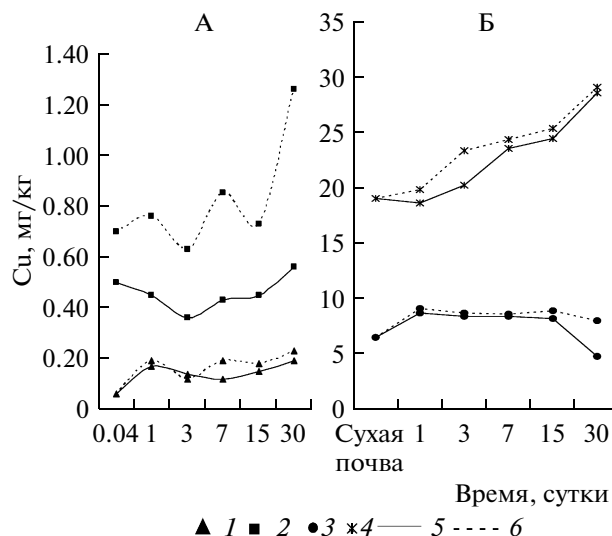


Рис. 5. Динамика содержания водорастворимых (1) и обменных (2) соединений Cu — (А), специфически адсорбированных (3) и связанных с органическим веществом (4) — (Б) в агродерново-подзолистых супесчаных почвах с ОСВ при влажности 60% ПВ (5) и 100% ПВ (6).

нее устойчивых соединений железа к более устойчивым. Под влиянием света протекает фоторедукция устойчивых гидроксидов железа.

Процесс редукции диоксида марганца начинается при pH 6–7 и более высоких значениях ОВП, чем восстановление железа. Следовательно, при влажности 60% ПВ восстановление соединений марганца в почве уже происходит. Этот процесс, так же как и процесс редукции соединений железа, сопровождается увеличением растворимости соединений марганца. По мере растворения окристаллизованных соединений марганца происходит освобождение адсорбированных на поверхности и в составе их кристаллической решетки микроэлементов [26, 40].

В результате инкубирования почв с ОСВ изменился фракционный состав соединений меди. Содержание растворимых в воде соединений увеличилось приблизительно в 3 раза в течение всего срока инкубирования, но практически не зависело от режима увлажнения почв. Содержание обменных соединений значительно возросло при влажности 100% ПВ (рис. 5). Содержание специфически адсорбированных соединений меди несколько увеличилось после 1 сут инкубирования, когда наблюдали снижение pH, но затем вернулось к исходным значениям и было практически одинаковым при обоих режимах увлажнения. В ходе опыта увеличилось содержание меди, связанной с органическими соединениями, как при влажности 60% ПВ, так и при увлажнении 100% ПВ, что свидетельствует о значительной роль ор-

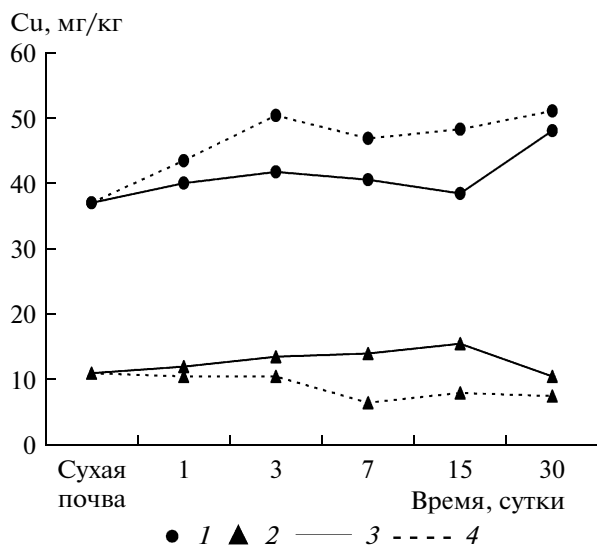


Рис. 6. Динамика соединений Cu, связанных с оксалоторастворимыми (1) и окристаллизованными (2) соединениями Fe в агродерново-подзолистых супесчаных почвах с ОСВ, при влажности 60% ПВ (3) и 100% ПВ (4).

ганического вещества в аккумуляции и трансформации соединений меди в почвах.

При инкубировании почв отмечали увеличение доли оксалоторастворимых соединений меди, связанных с аморфными и слабоокристаллизованными соединениями железа (рис. 6). Увеличение было более значительным при влажности почв 100% ПВ. Одновременно отмечали снижение содержания меди во фракции, связанной с более устойчивыми окристаллизованными соединениями железа, и в остаточной фракции.

Таким образом, исследование фракционного состава соединений меди в почвах с различным уровнем увлажнения показывает, что значительная доля меди в почвах удерживается в составе органических соединений (25–30%), также в составе аморфных и слабоокристаллизованных соединений железа (40–50%). Причем с увеличением влажности почв от 60 до 100% ПВ доля этих фракций увеличивается. Увеличивается также содержание водорастворимых и обменных соединений меди, что имеет существенное значение при оценке возможностей миграции меди в воды и растения. Однако доля этих фракций не велика и изменяется от 0.1–0.3% для водорастворимых соединений и от 0.7 до 1.3% для обменных. Следует отметить, что на содержание специфически адсорбированных соединений меди режим увлажнения почв не повлиял. При загрязнении почв соединениями меди важно контролировать кислотность почв и поддерживать на высоком уровне запасы органического вещества с целью преду-

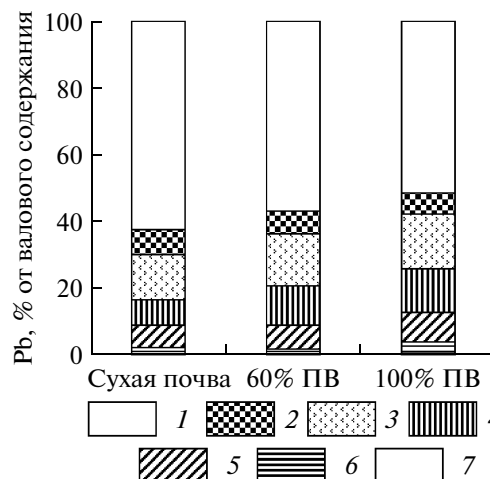


Рис. 7. Фракционный состав соединений Pb в агродерново-подзолистых супесчаных почвах с ОСВ. Обозначение фракций: 1 – остаточная; 2 – связанная с окристаллизованными соединениями Fe; 3 – связанная с оксалоторастворимыми соединениями Fe; 4 – связанная с органическим веществом; 5 – специфически адсорбированная; 6 – обменная; 7 – водорастворимая.

преждения избыточной миграции соединений этого элемента в сопредельные среды.

Инкубирование почв с ОСВ вызвало изменение фракционного состава соединений свинца. Содержание растворимых в воде соединений увеличилось почти в 10 раз, а обменных на 50–60% при влажности 100% ПВ, но сумма этих фракций осталась очень низкой и составляет около 4%. В ходе опыта в 1.5 раза увеличилось содержание свинца во фракции соединений, связанных с органическим веществом, как при влажности 60% ПВ, так и при 100% ПВ. Эта фракция для соединений свинца составляет 8% для сухой почвы и 13% в условиях максимального увлажнения, что свидетельствует о значительной роли органического вещества в аккумуляции и трансформации соединений свинца в почвах. На 20–30% увеличилась доля свинца, связанного со слабоупорядоченными и аморфными соединениями железа и одновременно снизилось содержание в составе устойчивых окристаллизованных соединений и в остаточной фракции (рис. 7).

Различия в доле отдельных фракций от общего содержания элемента обусловлены различным сродством металлов к почвенным компонентам и свойствами почв. Для соединений свинца характерно достаточно прочное закрепление в почве с нейтральной реакцией среды и высоким содержанием органического вещества. В исследованных почвах в остаточной фракции удерживается более 50% соединений свинца. Следующая по представительности фракция соединений, связанных с (гидр)оксидами железа, которая составляет 20–

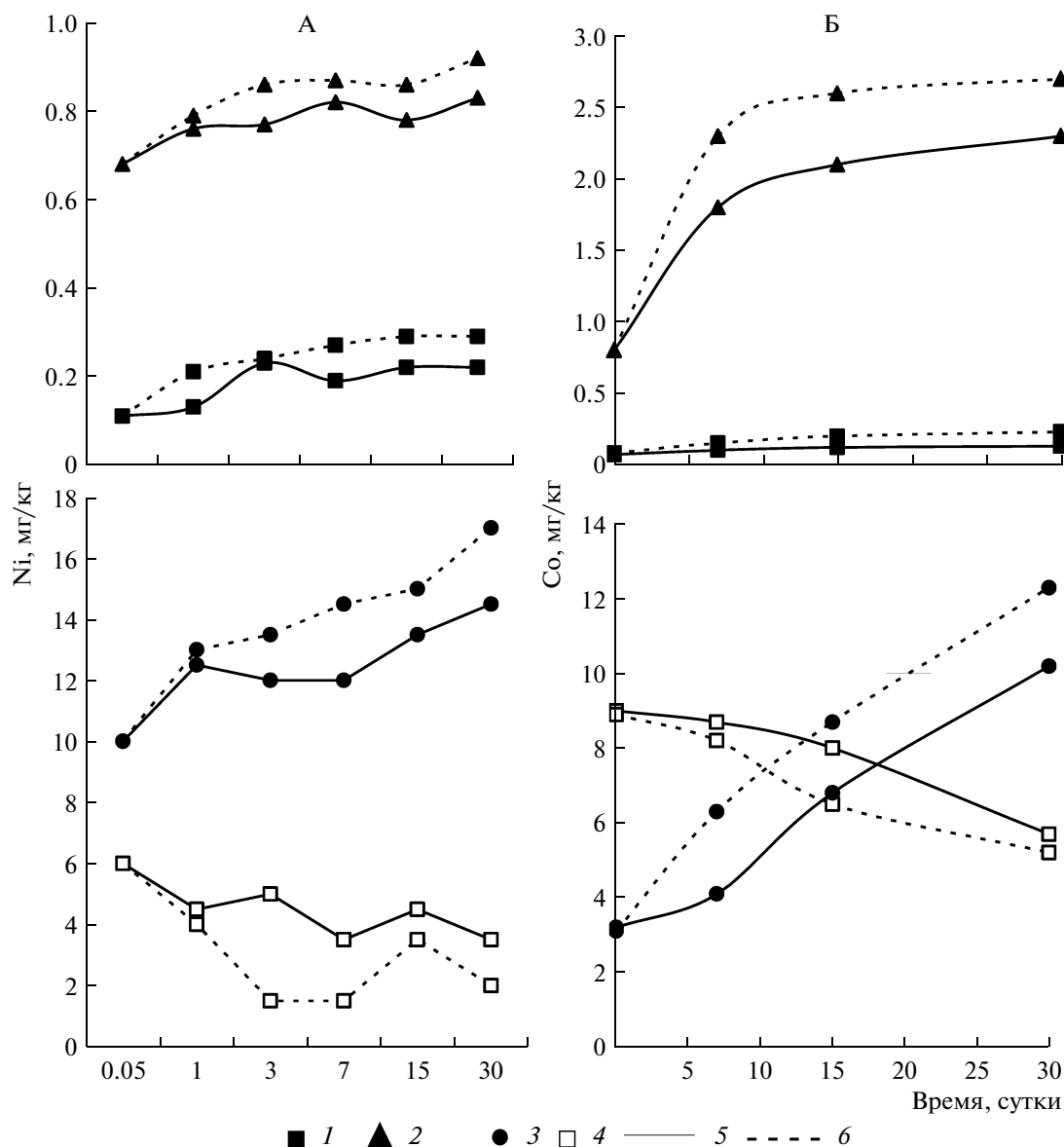


Рис. 8. Динамика содержания водорастворимых (1) и обменных соединений (2) Ni (А), Со (Б), связанных с оксалато-растворимыми (3) и окристаллизованными соединениями Fe (4), в супесчаных агродерново-подзолистых почвах с ОСВ, при влажности 60% ПВ (5) и 100% ПВ (6).

25% от валового содержания свинца. Фракция соединений свинца, связанных с органическим веществом составляет от 8 до 13%, а специфически адсорбированные соединения — 7–9% от валового содержания элемента.

Состояние соединений никеля и кобальта при инкубировании почв с ОСВ тесно связано с трансформацией соединений железа. В процессе инкубирования почв отмечается увеличение содержания этих элементов в водной фракции, в 2 раза при влажности 60% ПВ и в 3 раза при влажности 100% ПВ (рис. 8). Увеличивается также содержание обменных соединений никеля, приблизительно на 30–40% и кобальта в 2–3 раза. Эти

изменения значительно меньше, чем для слабо-кислых дерново-подзолистых почв в описанном ранее модельном опыте [20, 21]. Такие различия связаны с тем, что исследованные почвы характеризуются слабощелочными значениями pH и высоким содержанием органического вещества, определяющими высокую емкость поглощения и прочность связи ТМ с почвой.

С увеличением уровня увлажнения почв увеличивается содержание специфически адсорбированных соединений, связанных с органическим веществом и с аморфными и слабоокристаллизованными соединениями железа. При влажности 60% ПВ содержание этих групп соеди-

нений возрастает в 1.3–1.5 раза, а при влажности 100% ПВ в 2 раза. Одновременно снижается содержание никеля и кобальта во фракции, связанной с окристаллизованными соединениями железа, и в остаточной фракции.

Следует отметить, что для никеля характерна значительная доля соединений, связанных с аморфными и слабоокристаллизованными соединениями железа: 27% для сухих почв и 37 и 46% для увлажненных до 60 и 100% ПВ соответственно. Доля соединений никеля, связанных с органическим веществом, для сухих почв составляет 8%, для увлажненных до 60 и 100% — 13.5 и 16% соответственно. Вероятно, именно эти фракции будут наиболее подвержены трансформации при изменении ОВП условий и развитии биогеохимических и микробиологических процессов в почвах.

Инкубирование увлажненных почв повлияло на содержание водорастворимых и обменных соединений цинка. При этом содержание водорастворимых соединений к 30 дню инкубирования увеличилось в 2 раза, а обменных в 3 раза. Однако достоверных отличий между данными, полученными при различных режимах увлажнения почв, не было отмечено (рис. 9).

Следует отметить, что доля соединений цинка, связанных с органическим веществом, составляла всего лишь около 1% и мало изменялась в процессе инкубирования почв при обоих режимах увлажнения. Содержание специфически адсорбированных соединений при влажности 60% практически не изменялось, а при влажности 100% увеличивалось в среднем на 10%. Доля соединений цинка, связанных с окристаллизованными соединениями железа, практически не изменялась, удерживаемая в составе аморфных соединений при влажности 100% ПВ уменьшилась на 30%.

Последовательная экстракция соединений цинка показывает очень низкое содержание Zn-органических соединений, несмотря на то, что почвы с ОСВ содержат в среднем 5–6% органического вещества. Отмечается также низкое содержание этого элемента во фракции, связанной с соединениями железа. Фракционный состав соединений цинка значительно отличается от других, рассмотренных нами ранее металлов (железа, марганца, меди, никеля, кобальта и свинца). Наибольшая доля его соединений относится к группе специфически адсорбированных соединений, выделяемых ацетатно-аммонийным буферным раствором, а также удерживается в остаточной фракции, что позволяет предположить значительную роль глинистых минералов в закреплении соединений цинка в почвах. Это предположение подтверждается современными исследованиями с помощью EXAFS-спектроско-

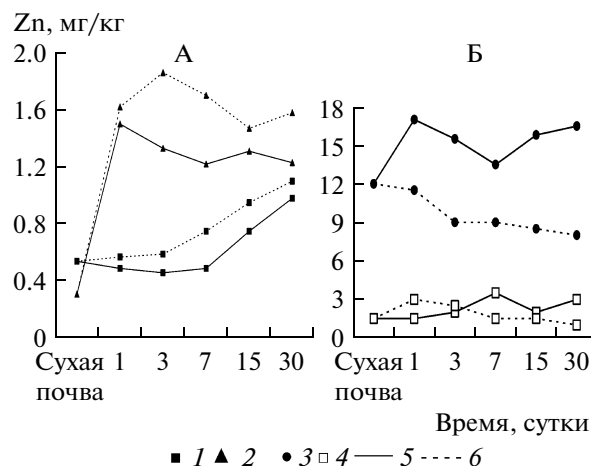


Рис. 9. Динамика содержания водорастворимых (1) и обменных (2) соединений Zn (А) и связанных с оксалоторастворимыми (3) и окристаллизованными (4) соединениями Fe (Б) в супесчаных агродерново-подзолистых почвах с ОСВ, при влажности 60% ПВ (5) и 100% ПВ (6).

пии [34, 41]. При избыточном увлажнении почв возрастает содержание этого элемента в водной вытяжке и фракции обменных соединений, вследствие чего он в наибольшей степени подвержен вымыванию из почв и избыточному поступлению в растения.

Кадмий является наиболее подвижным элементом в исследованных почвах, его содержание в остаточной фракции составляет всего 20% от валового, и в процессе инкубирования его доля в остаточной фракции практически не меняется. Доля подвижных фракций кадмия в исследованных почвах изменяется от 80 до 87%. При инкубировании почв, загрязненных ОСВ, отмечается увеличение содержания обменных соединений при влажности 100% ПВ и специфически адсорбированных соединений кадмия в почвах при более низкой влажности — 60% ПВ. Отмечается низкое сродство соединений кадмия к органическому веществу. Практически исчезает, выделяемая из сухих почв фракция соединений, связанных с органическим веществом и связанных с окристаллизованными соединениями железа (рис. 10).

Таким образом, при увеличении уровня увлажнения почв можно отметить некоторое перераспределение соединений кадмия по фракциям, связанным с различными почвенными компонентами. Однако доля его соединений в остаточной фракции практически не изменяется. Вероятно, это обусловлено его слабым сродством с компонентами почв, состояние которых значительно зависит от окислительно-восстановительных условий, а именно от соединений железа и содержания органического вещества. Следует от-

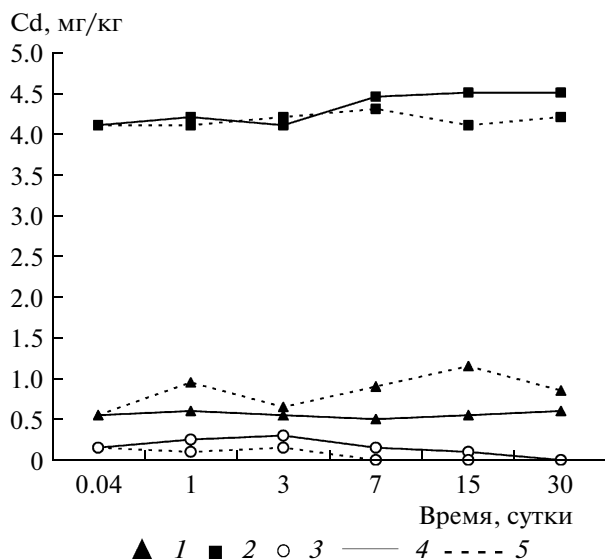


Рис. 10. Динамика содержания обменных (1), специфически адсорбированных (2) и связанных с органическим веществом (3) соединений Cd в агродерново-подзолистых супесчаных почвах с ОСВ, при инкубировании почв с влажностью 60% ПВ (4) и 100% ПВ (5).

метить, что как в сухих, так и в увлажненных почвах этот элемент характеризуется высокой подвижностью, что особенно опасно для почв с высоким уровнем загрязнения и одновременно определяет значительную скорость самоочищения почв от соединений этого элемента.

Низкое сродство соединений кадмия к органическому веществу и соединениям железа позволяет предположить ведущую роль других почвенных компонентов и сорбционных систем в закреплении соединений кадмия в почве. Вероятно, основную роль в этом процессе играют глинистые минералы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ фракционного состава соединений ТМ в агродерново-подзолистых почвах с ОСВ показал существенные различия в прочности удерживания ТМ почвенными компонентами и распределении их по фракциям. Исследованные металлы подразделяются на три группы по отношению к условиям увлажнения почв и развитию восстановительных процессов:

1. Металлы с переменной валентностью, относящиеся к семейству железа, состояние которых определяется, в основном, условиями увлажнения почв, интенсивностью развития восстановительных процессов, а также состоянием соединений железа и марганца, как основных сорбционных комплексов, с которыми эти элементы тесно связаны. К этой группе относятся соединения кобальта и никеля.

2. Металлы, которые тесно связаны с компонентами почв, состояние которых зависит от окислительно-восстановительных условий, а именно с соединениями железа и марганца, а также с органическим веществом. К этой группе относятся соединения меди и свинца.

3. Металлы, состояние которых не зависит от режима увлажнения почв и окислительно-восстановительных условий. Характеризуются слабым сродством соединениям железа, марганца и органическими соединениями. К этой группе относятся соединения цинка и кадмия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв / Под ред. А.В. Соколова М.: Наука, 1975. 438 с.
2. Алексеев Ю.В. Тяжелые металлы в почвах и растениях. Л.: Агропромиздат, Ленингр. отд-ние, 1987. 142 с.
3. Аристовская Т.В. Микробиология процессов почвообразования. Л.: Наука, 1980. 187 с.
4. Водяницкий Ю.Н. Соединения железа и их роль в охране почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева РАСХН, 2010. 282 с.
5. Водяницкий Ю.Н., Добровольский В.В. Железистые минералы и тяжелые металлы в почвах. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева РАСХН, 1998. 216 с.
6. Дегтярева А.К. Железо в почвах, почвообразующих породах и дренажных водах Яхромской поймы. М., 1990. 167 с.
7. Заварзин Г.А. Литотрофные микроорганизмы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 323 с.
8. Зонн С. В. Железо в почвах (генетические и географические аспекты). М.: Наука, 1982. 206 с.
9. Ильин В.Б. Тяжелые металлы в системе почва—растение. Новосибирск: Наука, 1991. 151 с.
10. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях М.: Мир, 1989. 439 с.
11. Касатиков В.А. Влияние осадков городских сточных вод на микроэлементный состав почв // Почвоведение. 1991. № 6. С. 41–46.
12. Карпунин А.И. Комплексные соединения гумусовых кислот с тяжелыми металлами // Почвоведение. 1998. № 7. С. 840–847.
13. Карпунин А.И. Состав и свойства комплексных соединений органических веществ почвы с ионами металлов // Изв. ТСХА. 1989. Вып. 1. С. 58–67.
14. Обухов А.И., Плеханова И.О. Атомно-абсорбционный анализ в почвенно-биологических исследованиях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 184 с.
15. Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 376 с.
16. Орлов Д.С., Демин В.В., Заварзина А.Г. Взаимодействие гуминовых кислот с тяжелыми металлами // Докл. АН. 1998. Т. 362. № 3. С. 402–403.
17. Паников Н.С., Звягинцев Д.Г., Абу-Эль-Нага С. Кинетика разложения глюкозы в почве // Почвоведение. 1982. № 8. С. 70–77.

18. Пиневи́ч А.В. Микробиология железа и марганца. СПб.: Изд-во С-Пб. ун-та, 2005. 374 с.
19. Пинский Д.Л. Формы соединений цинка и кадмия в естественных и загрязненных почвах // Цинк и кадмий в окружающей среде. М.: Наука, 1992. С. 74–83.
20. Плеханова И.О. Влияние увлажнения и органического вещества на фракционный состав соединений никеля в дерново-подзолистой почве // Почвоведение. 2003. № 11. С. 1326–1334.
21. Плеханова И.О. Трансформация соединений Fe, Mn, Co и Ni в дерново-подзолистых почвах при увлажнении // Известия АН. Сер. биол. 2007. № 1. С. 82–90.
22. Плеханова И.О., Кленова О.В., Кутукова Ю.Д. Влияние осадков сточных вод на содержание и фракционный состав тяжелых металлов в супесчаных дерново-подзолистых почвах // Почвоведение. 2001. № 4. С. 496–503.
23. Плеханова И.О., Кутукова Ю.Д. Методы подготовки осадков сточных вод и почв, удобренных осадком к анализу при мониторинге содержания тяжелых металлов // Агрохимия. 2004. № 12. С. 59–64.
24. Пономарева В.В. Теория подзолообразовательного процесса. М.—Л., 1964. 379 с.
25. Стейнер Р., Эдельберг Э., Ингрэм Дж. Мир микробов. М., 1979. Т. 3. 430 с.
26. Adriano D.C. Trace elements in the terrestrial environment. N.Y.: Springer-Verlag, 1986. 533 p.
27. Brummer G., Herms U. Influence of soil reaction and organic matter on the solubility of heavy metals in soils // Effects of Accumulation of Air Pollutants in Forest Ecosystems / Eds.: B. Ulrich, J. Pankrath. 1983. P. 233–243.
28. Brummer G.W., Tiller K.G., Herms U., Clayton P.M. Adsorption-desorption and/or precipitation-dissolution processes of zinc in soils // Geoderma. 1983. V. 31. № 4. P. 337–354.
29. Davis R.D., Carlton-Smith C.H., Stark J.H., Campbell J.A. Distribution of metals in grassland soils following surface applications of sewage sludge // Environ. Pollut. 1988. V. 49. № 2. P. 99–115.
30. Jarvis S.C. The association of cobalt with easily reducible manganese in some acidic permanent grassland soils // J. Soil Sci. 1984. № 35. P. 431–438.
31. Le Riche H.H., Weir A.M. A method of studying trace elements in soil fractions // J. Soil Sci. 1981. V. 114. P. 225–235.
32. Lovley D.R. Dissimilatory Fe (III) and Mn (IV) reduction // Microbiol. Rev. 1991. V. 55. P. 259–287.
33. Lovley D.R. Dissimilatory metal reduction // Annu. Rev. Microbiol. 1993. V. 47. P. 263–290.
34. Manceau A., Lanson B., Schelegel M.L., Harge J.C., Musso M., Eybert-Berard L., Hazemann J.-L., Chateigner D., Lambelle G.M. Quantitative Zn speciation in smelter-contaminated soils by EXAFS spectroscopy // American J. Sci. 2000. V. 300. P. 289–343.
35. McLaren R.G., Lawson D.M., Swift R.S. Sorption and desorption of Cobalt by soils and soil components // J. Soil Sci. 1986. V. 37. № 3. P. 413–425.
36. Munch O.C., Ottow J.C.G. Reductive, transformation mechanism of ferric oxides in hydromorphic soils // Proceedings of 5-th International Symposium. “Environmental Biogeochemistry”. Stockholm, 1983. P. 383–394.
37. Patrick W.H., Henderson R.E. Reduction and reoxidation cycles of manganese and iron in flooded soil in water solution // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1981. V. 45. № 5. P. 855–859.
38. Phillips E.J.P., Lovley D.R., Roden E.E. Composition of nonmicrobially reducible Fe(III) in aquatic sediments // Appl. Environ. Microbiol. 1993. V. 59. № 8. P. 2727–2729.
39. Ponnampetuma F.N. The chemistry of Submerged soils // Adv. Agron. 1972. V. 24. P. 29–96.
40. Trina S.J., Doner H.E. Co, Cu, Ni, and Co sorption by mixed suspension of smectite and hydrous manganese oxide // Clays and Clay Min. 1985. V. 35. № 2. P. 118–122.
41. Scheinost A.S., Kruczmar R.S., Prister S., Roberts D.R. Combining selective sequential extractions, X-ray absorption spectroscopy, and principal component analysis for quantitative zinc speciation in soil // Environ. Sci. Technol. 2002. V. 36. P. 5021–5028.

УДК 631.48:546.6:574.4

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА
ДИАГНОСТИКИ ЛАНТАНИДОВ В ПОЧВАХ© 2012 г. А. Т. Савичев¹, Ю. Н. Водяницкий²¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7²Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

e-mail: yu.vodyan@mail.ru

Поступила в редакцию 13.09.2010 г.

Сведений о содержании лантанидов в почвах России совершенно недостаточно, что объясняется трудностью их диагностики. Усовершенствование методики рентгенорадиометрического анализа позволило определять в почвах значительную группу лантанидов: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy. Разработаны приемы диагностики, которые различаются для разных групп лантанидов. Новая методика позволила достичь высокой точности измерений; предел обнаружения в почвах лантанидов 2–5 мг/кг. С помощью новой методики можно выявлять особенности распределения тяжелых лантанидов в зависимости от литогенных и антропогенных факторов. Методика пригодна для выявления техногенных аномалий тяжелых лантанидов и для определения их содержания в почвах положительных и слабо отрицательных аномалий.

ВВЕДЕНИЕ

К лантанидам (Ln) относятся 14 элементов от лантана La ($Z = 57$) до лютеция Lu ($Z = 71$), которые занимают отдельную группу в периодической системе. К ним также относят иттрий Y ($Z = 39$). Лантаниды делят на две группы: 1 – цериевая группа включает более легкие элементы: лантан (La), церий (Ce), празеодим (Pr), неодим (Nd), самарий (Sm), европий (Eu); 2 – иттриевая группа включает более тяжелые: гадолиний (Gd), тербий (Tb), диспрозий (Dy), гольмий (Ho), эрбий (Er), тулий (Tm), иттербий (Yb), лютеций (Lu), иттрий (Y).

Долгие годы лантаниды рассматривали как биологически инертные элементы, хотя известна их высокая химическая реакционная способность [4]. Позже было установлено, что лантаниды активно взаимодействуют с белками, связывающими кальций [19]. Лантаниды активизируют биологический цикл азота, решающее значение при этом оказывают редокс-условия среды: в окислительных условиях усиливается нитрификация, а в восстановительных – аммонификация [27].

Способствуют накоплению и биогенному фракционированию лантанидов некоторые микроорганизмы [23], в особенности железоокисляющие хемолитотрофные бактерии. Среди них широко распространена бактерия *Gallionella ferruginea*, которая способна аккумулировать лантаниды в количествах, в тысячи раз превышающих их содержание в породах и в миллионы раз – их концентрации в почвенно-грунтовой воде [18]. Благодаря влиянию железоокисляющих хемолитотрофных бактерий в Fe-Mn конкрециях накапливается большое количество лантанидов.

В последние годы установлено активное действие лантанидов на растения [10]. Агрохимики выявили положительное действие низких доз лантанидов на развитие ряда растений [20, 24–26]. В то же время эффект не был повсеместным, что объясняется недостаточной изученностью почв. В особенности важно выявление территорий с отрицательными аномалиями лантанидов, где применение Ln-удобрений должно давать наибольшую отдачу. Без знания содержания лантанидов в природных почвах, расширение области применения Ln-удобрений за пределы Китая, где их вносят на больших площадях, будет затруднено. Сведений о содержании лантанидов в почвах России совершенно недостаточно, что объясняется трудностью их диагностики.

Наиболее надежные методы диагностики лантанидов – физические, так как они позволяют анализировать твердые пробы и не нуждаются в предварительном разложении почв. Такие методы спектрометрии, как атомно-абсорбционный (ААС) и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в такой пробоподготовке (переводе порошковой пробы в истинный раствор) нуждаются. Использование классических приемов разложения почв для определения валового содержания лантанидов не обеспечивает необходимой высокой производительности аналитических работ при приемлемых трудозатратах, либо приводит к существенным аналитическим ошибкам вследствие потери элементов в ходе пробоподготовки к анализу [6]. Наиболее эффективные физические методы анализа валового содержания лантанидов в почвах – это ней-

тронно-активационный анализ (НАА), γ -спектроскопия (γ -С), рентгенофлуоресцентный (РФА).

НАА на тепловых нейтронах разделяется на два вида: инструментальный и радиохимический. В первом случае активированные в реакторе пробы после определенных циклов выдержки измеряют на гамма-спектрометрических установках [8], во втором — с помощью радиохимических методов выделяют интересующие радионуклиды и уже затем измеряют их наведенную активность. Инструментальный метод, являясь чисто физическим и обладая высокой чувствительностью (предел обнаружения для большинства лантанидов — единицы мг/кг, погрешность определения ~20% отн.), в то же время по ряду причин не позволяет проводить анализ некоторых лантанидов, например, Gd из-за низкой чувствительности по этому элементу и Dy из-за короткого периода распада нуклидов, полученных в ходе активации [9]. Радиохимический метод еще более чувствителен, но и список диагностируемых им элементов еще более широк, более трудоемок [5], но его уже нельзя считать чисто физическим.

Прямой анализ пробы проводится еще и в γ -спектроскопии, когда после определения содержания природных нуклидов валовое содержание оценивается из изотопных отношений; ее применение для анализа лантанидов ограничивается узким списком природных радионуклидов. Предел обнаружения здесь достигает единиц мг/кг [7].

Наиболее простым и дешевым методом изучения тяжелых металлов в почвах является РФА [13]. Но не все редкие металлы в почвах можно изучать этим методом. С его помощью определяют содержание циркония, ниобия, а из лантанидов — иттрия. Классический РФА не подходит для изучения содержания лантанидов. При возбуждении рентгенофлуоресцентного спектра почвенного образца рентгеновской трубкой с Mo-, Rh- или Ag-анодом (при напряжении 30–35 кВ) будут возбуждаться только *L*-линии лантанидов с существенно меньшей яркостью, чем *K*-линии, и эти слабые *L*-линии будут накладываться на яркие *K*-линии макроэлементов, содержание которых на несколько порядков выше содержания лантанидов. Для возбуждения *K*-линий лантанидов удобно воспользоваться разновидностью РФА — рентгенорадиометрическим методом (РРА), когда исследуемый образец возбуждается излучением изотопного источника. Мы применяли изотопный источник ^{241}Am с энергией линии излучения — 59.48 кэВ, с интенсивностью излучения $1 \text{ Ки} = 3.7 \times 10^{10}/\text{с}$. Отметим, что на *K*-линии лантанидов не накладываются какие-либо линии макроэлементов.

Цели данной работы: 1) усовершенствовать рентгенорадиометрический метод диагностики лантанидов в почвах, 2) проверить эффектив-

ность метода на почвах с повышенным и пониженным относительно кларка содержанием лантанидов.

МЕТОДИКА РЕНТГЕНРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Формально изотопный источник ^{241}Am относится к γ -источникам, поскольку его линия излучения образуется при внутриядерных переходах. Однако образцы почв при возбуждении этим источником излучают рентгеновские линии за счет перехода электронов с верхних оболочек на нижние; особенно интересны переходы электронов на *K*-оболочку, ближайшую к ядру; именно при этих переходах образуются характеристические *K*-линии элементов [11].

Хотя Ba и не относится к группе лантанидов, тем не менее, его диагностику удобно рассмотреть одновременно с лантанидами, поскольку он является “мешающим” элементом при измерении интенсивностей их линий. Ранее [21] была показана возможность РРА способа диагностики почв на содержание Ba, La и Ce. В дальнейшем развитие РРА подхода позволило определить Pr, Nd и Sm [12]. Эти две группы элементов отличаются как энергетическим диапазоном аналитических линий (первая — 31–35 кэВ, вторая — 35–41 кэВ), так и трудоемкостью анализа.

Для первой группы элементов (Ba, La, Ce) не было практически никаких трудностей в измерении истинных интенсивностей аналитических линий и имелось достаточное количество эталонных образцов почв и горных пород для построения градуировочных графиков. Диагностика этих элементов возможна на кларковом уровне и ниже.

Во второй группе (Pr, Nd, Sm) измерение истинных интенсивностей спектральных линий затруднено тем обстоятельством, что на их аналитические α -линии приходится наложение β -компонентов линий элементов первой группы. Поэтому при анализе элементов второй группы проводилось вычитание мешающих β -компонентов линий элементов первой группы. Другая трудность при диагностике элементов второй группы — недостаточное количество эталонных образцов почв и горных пород, аттестованных на эти элементы. Эту проблему решали путем построения обобщенной градуировочной кривой, что предполагает постоянство коэффициента связи интенсивности спектральной линии с концентрацией анализируемого элемента от La до Sm. Выдвинутая гипотеза подтверждается на немногочисленных эталонных образцах. Диагностика элементов второй группы возможна на кларковом уровне и выше.

В этой работе под усовершенствованием РРА метода понимается распространение его на диа-

гностику группы еще более тяжелых лантанидов Eu, Gd, Tb, Dy (третья группа элементов).

Аппаратура. Аналитические измерения для элементов всех групп проводились на рентгенофлуоресцентном энергодисперсионном анализаторе “РеСПЕКТ” [16]. При РРА способе образец возбуждается не излучением рентгеновской трубки, а излучением радиоизотопного источника. Выбор изотопного источника диктовался условием: энергия линии возбуждающего излучения должна превышать энергию K -края полосы поглощения самого тяжелого анализируемого элемента. В нашем случае энергия K -края полосы поглощения для Dy составляет 53.79 кэВ. Преимущества изотопного источника по сравнению с рентгеновской трубкой для анализа элементов с высокой энергией характеристических K -линий следующие: высокая энергия линии излучения, которая лишь с большим трудом может быть реализована для трубок; высокая стабильность (период полураспада ~465 лет); высокая монохроматичность, то есть большое отношение интенсивности линии излучения к интенсивности континуума; малые геометрические размеры.

Пробоподготовка для РРА — простейшая: размолотый до 70–150 мкм порошок (особые требования к размолу не предъявляются ввиду большой энергии квантов анализируемых линий) насыпался в полиэтиленовую кювету диаметром 32 мм с полистироловым дном толщиной 5 мкм. Масса анализируемого порошка ~8 г (точное соблюдение навески не требуется). Проба при анализе не расходуется. Для достижения требуемого предела обнаружения (около 2 мг/кг) время набора спектра (экспозиция) составляло 1.5–2.5 часа.

Подготовка эталонных образцов. Для исследуемых элементов третьей группы (Eu, Gd, Tb, Dy) не существует аттестованных эталонных образцов почв и горных пород в диапазоне концентраций выше 6 мг/кг. При проведении процедуры построения градуировочных графиков создавали искусственные эталонные образцы для диагностируемых элементов. В качестве основы (матрицы) эталонных образцов (иначе — фонового образца) был выбран стандартный образец МУ-2 (дунит) из набора эталонных образцов магматических горных пород, созданных в ИГЕМ РАН [17]. Причина выбора этого образца в качестве матрицы — минимальное содержание в нем элементов Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy: менее 2 мг/кг. В эту основу подмешивались соединения пяти элементов Nd, Sm, Eu, Gd, Dy. Аналогичный метод применялся для изготовления комплекта стандартных образцов почв, загрязненных тяжелыми металлами — дерново-подзолистая супесчаная, красноземная, серозем карбонатный, чернозем типичный [15]. При изготовлении искус-

ственных эталонных образцов использовали следующие соединения: окись неодима, углекислый самарий, углекислый европий, серноокислый гадолиний, серноокислый диспрозий. Для уменьшения ошибки при навеске применялся способ двойного разбавления. На первом этапе готовили пять предварительных эталонных образцов по одному на каждый элемент, где 60 мг каждого из перечисленных элементов размешивались в 10 г основы, т.е. концентрация каждого из этих элементов в предварительных эталонных образцах составляла 6000 мг/кг. На втором этапе из предварительных эталонных образцов аналогичным способом изготавливали окончательные многоэлементные эталонные образцы с концентрациями элементов от 5 до 150 мг/кг путем варьирования коэффициента разбавления для каждого элемента.

Измерение истинных интенсивностей спектральных линий. На рис. 1А приведен спектр искусственного эталонного образца с содержаниями (мг/кг): Gd — 25, Dy — 66. Аппроксимация фонового излучения в этом спектре, как и в остальных, проводилась по способу коррекции “фонового шаблона” [21], в качестве которого выступал спектр основы — дунит МУ-2. Из этого спектра видно истинное соотношение интенсивностей $K_{\alpha 1}$ - и $K_{\alpha 2}$ -линий элементов Gd и Dy, которое близко к 3 : 2. Но этот случай — идеальный, когда отсутствует наложение линий от других элементов.

Следующее приближение к реальному спектру необходимо для установления влияния наложения линий других элементов. С этой целью изучен спектр искусственного эталонного образца с содержаниями элементов (мг/кг): Nd — 60, Sm — 145, Eu — 6, Gd — 25, Dy — 66 (рис. 1Б). Для Gd и Dy в данном спектре соотношение линий уже отличается от истинного из-за наложения β -компонентов линий элементов Nd и Sm. Однако $K_{\alpha 1}$ -компоненты линий Gd и Dy практически не искажены наложением.

Спектр реального образца почвы из минерального горизонта сильной геохимической аномалии Ловозерской провинции приведен на рис. 2А. В этом спектре отмечены K_{α} - и K_{β} -линии всех элементов в диапазоне энергий от 36 до 48 кэВ: Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy. Картина наложения линий довольно сложная. Из этого спектра видно, что на $K_{\alpha 2}$ -линии элементов Eu, Gd, Dy наложены β -компоненты элементов второй группы (Pr, Nd, Sm), в то же время $K_{\alpha 1}$ -линии подвержены весьма слабому наложению, которое может быть преодолено обычной процедурой деконволюции спектра. Деконволюция спектра — процедура нахождения истинных интенсивностей спектральных линий в условиях, когда присутствует их взаимное наложение; она применяется постоянно при рентгенофлуоресцентном анализе микро- и мак-

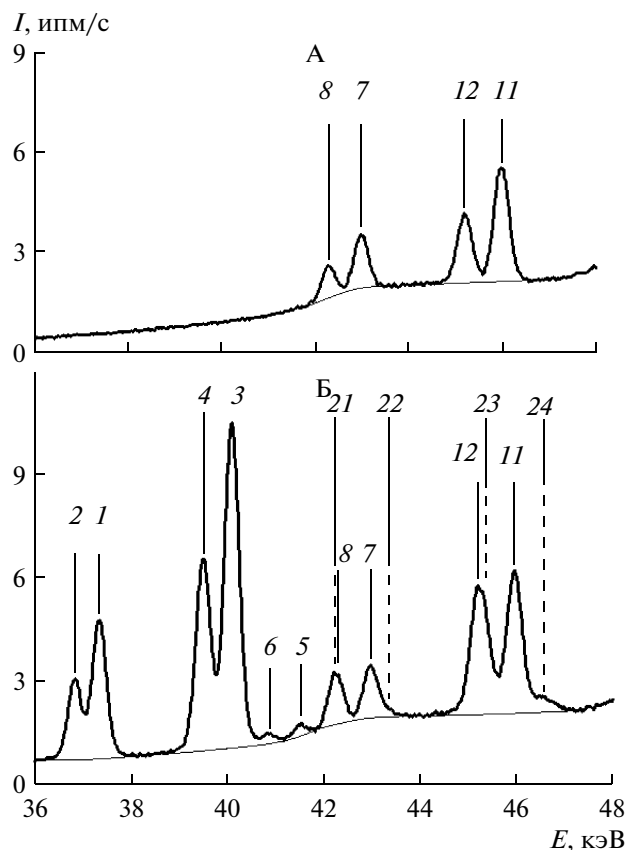


Рис. 1. Рентгенорадиометрические спектры искусственных эталонных образцов с аппроксимацией фонового излучения. Содержание элементов, мг/кг: А – Gd – 25, Dy – 66; Б – Nd – 60, Sm – 145, Eu – 6, Gd – 25, Dy – 66. Здесь и на рис. 2 – местоположение спектральных линий: α -компоненты, по которым проводится диагностика элементов – 1 – Nd $K_{\alpha 1}$, 2 – Nd $K_{\alpha 2}$, 3 – Sm $K_{\alpha 1}$, 4 – Sm $K_{\alpha 2}$, 5 – Eu $K_{\alpha 1}$, 6 – Eu $K_{\alpha 2}$, 7 – Gd $K_{\alpha 1}$, 8 – Gd $K_{\alpha 2}$, 9 – Tb $K_{\alpha 1}$, 10 – Tb $K_{\alpha 2}$, 11 – Dy $K_{\alpha 1}$, 12 – Dy $K_{\alpha 2}$; β -компоненты, наложение которых затрудняет измерение истинных интенсивностей линий – 13 – Ba $K_{\beta 1}$, 14 – Ba $K_{\beta 2}$, 15 – La $K_{\beta 1}$, 16 – La $K_{\beta 2}$, 17 – Ce $K_{\beta 1}$, 18 – Ce $K_{\beta 2}$, 19 – Pr $K_{\beta 1}$, 20 – Pr $K_{\beta 2}$, 21 – Nd $K_{\beta 1}$, 22 – Nd $K_{\beta 2}$, 23 – Sm $K_{\beta 1}$, 24 – Sm $K_{\beta 2}$.

роэлементов в почвах [14]. Деконволюция относится к классу обратных задач. Однако все подходы к решению этой обратной задачи предполагают фиксированное отношение интенсивностей компонент спектральных линий, например, α - и β -компонентов. Ранее [12] было отмечено, что на самом деле эти отношения подвержены матричному эффекту, то есть зависят от макросостава образца. Именно это обстоятельство не позволило применить деконволюцию при нахождении истинных интенсивностей линий для элементов второй группы – Pr, Nd, Sm, и заставило подбирать коэффициент отношения отдельно для каждого образца. Если для третьей группы элементов – Eu, Gd, Tb, Dy в качестве меры интенсивности спектральной линии принять интенсивность их

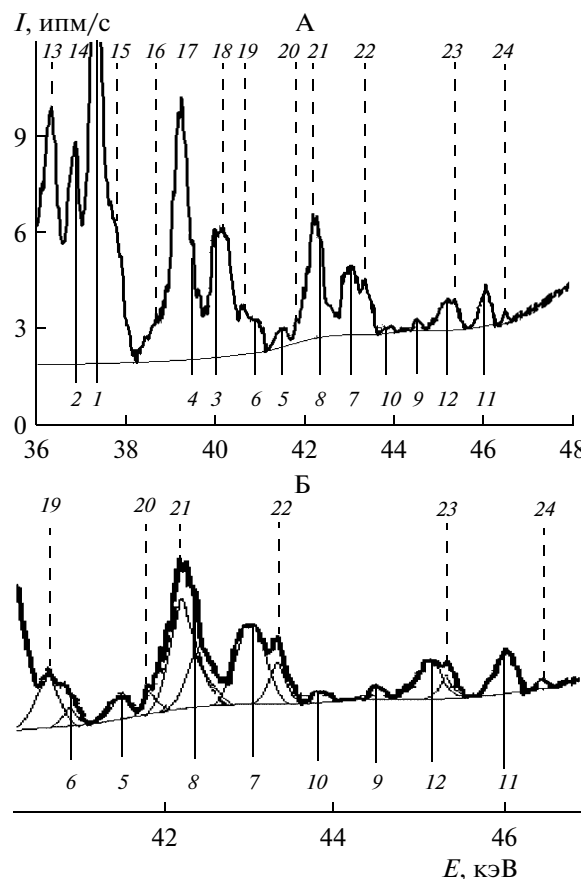


Рис. 2. Рентгенорадиометрический спектр реального почвенного образца из минерального горизонта сильной геохимической аномалии Ловозерской провинции: А – общий вид спектра в диапазоне аналитических линий от Nd до Dy с аппроксимацией фонового излучения; Б – подробное изображение спектра в диапазоне аналитических линий от Eu до Dy с аппроксимацией фонового излучения и деконволюцией линий (деконволюция показана для областей спектра, где существенно наложение линий).

$K_{\alpha 1}$ -компонентов, то процедура деконволюции может дать удовлетворительные результаты, благодаря практическому отсутствию эффекта наложения.

На рис. 2Б подробно изображен спектр этого же образца в области диагностируемых элементов от Eu до Dy с деконволюцией спектральных линий, то есть с изображением истинных интенсивностей спектральных линий. Истинные интенсивности линий представлены в тех областях спектра, где наложение линий весьма существенно. Наглядно показано, что $K_{\alpha 1}$ -компоненты линий диагностируемых элементов практически свободны от наложения β -компонентов элементов второй группы (на рисунках номера этих $K_{\alpha 1}$ -компонентов – 5, 7, 9, 11) в отличие от $K_{\alpha 2}$ -компонентов (номера 6, 8, 10, 12). Обе аналитические линии тербия свободны от наложений, благодаря

отсутствию в почвах прометия, все изотопы которого радиоактивны и короткоживущие. По причине слабости влияния β -компонентов линий на $K_{\alpha 1}$ -линии лантанидов Eu, Gd, Tb, Dy в качестве меры истинных интенсивностей их спектральных линий можно принять интенсивности $K_{\alpha 1}$ -линий.

Построение градуировочных графиков. Градуировочные графики строили для Eu, Gd и Dy. Было приготовлено 10 искусственных эталонных образцов, в которых содержание Eu, Gd и Dy меняли от 5 до 100 мг/кг, причем содержание Gd и Dy меняли в противофазе, а содержания Nd и Sm меняли случайным образом и были взяты концентрации заведомо преувеличенными по сравнению с реальными почвенными образцами. Широкий диапазон изменения Nd и Sm был выбран для выяснения эффективности процедуры деконволюции, которая должна преодолеть мешающее влияние их β -компонентов на полезные аналитические линии Gd и Dy.

В качестве аналитического параметра i -го элемента было выбрано отношение истинной интенсивности спектральной линии к интенсивности некогерентно рассеянного возбуждающего излучения $I_i/I_{\text{нк}}$, то есть применяли способ стандартафона, который учитывает влияние макросостава образца на величину аналитического параметра [21]. За меру погрешности выбирали K -фактор — отношение абсолютной ошибки в измерении концентрации к корню квадратному из измеренной концентрации: $K = \Delta C / \sqrt{C}$. Главное преимущество такой меры погрешности — ее независимость от величины концентрации в отличие от абсолютного ΔC или относительного $\Delta C/C$ отклонения, что подробно рассмотрено ранее [21]. Величина K -фактора порядка единицы (при концентрациях анализируемых элементов в районе 10 мг/кг) соответствует третьей категории точности по требованиям Научного Совета по аналитическим методам [1].

Метрологические данные. Зависимости аналитического параметра от концентрации исследуемых элементов в эталонных образцах дали следующие значения K -факторов: 1.16 для Eu, 1.12 для Gd и 1.17 для Dy. Для элементов второй группы K -фактор составлял ~2. Как видно для элементов Eu, Gd, Dy погрешность оказалась ниже, поскольку выбором $K_{\alpha 1}$ -линии в качестве меры интенсивности мы избежали вычитания мешающих β -компонентов, что приводит к росту погрешности.

Величина K -фактора показывает, что точность калибровки, по всей вероятности, определяется точностью навески при приготовлении искусственных эталонных образцов. Коэффициенты связи k_i между концентрацией и аналитическим параметром ($I_i/I_{\text{нк}} = k_i C_i$) для Eu, Gd и Dy отлича-

ются не более чем на 3 относительных процента. Этот факт свидетельствует, что обобщенная градуировочная кривая для Eu, Gd и Dy вполне надежна. Эти же коэффициенты связи можно использовать и для Tb.

Предел обнаружения Eu, Gd, Tb и Dy при времени экспозиции 2 часа составляет ~5 мг/кг, поэтому их диагностика возможна только в почвах положительных геохимических аномалий. Ухудшение предела обнаружения для элементов третьей группы объясняется использованием $K_{\alpha 1}$ -линии в качестве меры интенсивности, так как увеличивая точность измерения истинных интенсивностей линий (и тем самым уменьшая K -фактор), мы теряем абсолютную интенсивность линий и тем самым ухудшаем предел обнаружения.

Уточнение метрологических данных и проверка гипотез для элементов первой и второй групп лантанидов. Подробно метрологические данные приведены в табл. 1. При построении градуировочных графиков для элементов второй группы был применен подход обобщенной градуировочной кривой, предполагающий постоянство коэффициента связи k_i между аналитическим параметром и концентрацией анализируемых элементов (чувствительности). Применение искусственных эталонных образцов позволяет провести проверку этой гипотезы. Описанным выше способом добавок были приготовлены искусственные эталонные образцы, содержащие La, Ce, Pr, Nd, Sm. В качестве матрицы (основы) для их приготовления использовали образцы ультраосновных пород МУ-1, МУ-2, МУ-4 из набора эталонных образцов магматических пород, разработанных в ИГЕМ РАН [17].

В табл. 1 приведены относительные чувствительности элементов $k_{i\text{югн}} = k_i/k_{\text{Ba}}$, как для реальных, так и для искусственных эталонных образцов. Видно, что, во-первых, коэффициенты связи между аналитическим параметром и концентрацией (чувствительности) очень хорошо совпадают в реальных и искусственных эталонных образцах для La и Ce. Во-вторых, для элементов второй группы подтверждается гипотеза обобщенной градуировочной кривой с использованием искусственных эталонных образцов. Эта же гипотеза практически выполняется и для элементов третьей группы с постоянством не менее 5 относительных процентов. Приведенные факты (равенство чувствительности по реальным и искусственным эталонным образцам, широкий диапазон обобщенной градуировочной кривой) подтверждают правильность разработанной методики. Относительное уменьшение чувствительности с увеличением атомного номера объясняется уменьшением эффективности детектора рентгеновского излучения с увеличением энергии

Таблица 1. Метрологические данные по рентгенорадиометрическому определению бария и лантанидов в почвах

Группа элементов	Элемент	Реальные эталонные образцы		Искусственные эталонные образцы		Аналитические линии; способ измерения истинных интенсивностей	Предел обнаружения, мг/кг
		относительная чувствительность	K-фактор	относительная чувствительность	K-фактор		
1	Ba	1	1.28	Не опр.	Не опр.	$K_{\alpha 1,2}$; прямой	2
	La	0.997	1.02	0.998	1.04	»	2
	Ce	0.995	1.07	0.993	1.08	»	2
2	Pr	Не опр.		0.991	1.96	$K_{\alpha 1,2}$; вычитание мешающих β -компонентов	2
	Nd	»		0.988	1.85	»	2
	Pm*	»		0.980	1.91	»	2
3	Sm	»		0.975	1.16	$K_{\alpha 1}$; деконволюция	5
	Eu	»		0.967	1.12	»	5
	Gd	»		0.955	1.17	»	5
	Tb	»				»	
	Dy	»				»	

* Все изотопы Pm радиоактивные и короткоживущие.

кванта — эффект, связанный с малыми геометрическими размерами кристалла детектора рентгеновского излучения в анализаторе “Респект”.

Искусственные эталонные образцы позволили также экспериментально измерить K-факторы для элементов второй группы, ранее оцененные из косвенных соображений, которые оказались довольно близкими к гипотетическим.

АНАЛИЗ СОДЕРЖАНИЯ ЛАНТАНИДОВ В ПОЧВАХ РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА

Изучали почвенные объекты, как обогащенные лантанидами, так и обедненные ими.

Почвы Хибинско-Ловозерской провинции (Кольский п-ов) изучали на двух разных участках. На фоновой территории на восточном берегу Умбозера вскрыты торфяно-подзолистые почвы (разр. 10 и 11). Район геохимической аномалии, обусловленной близостью редкометалльного месторождения лопаритовых руд, делится на две части. На берегу Ловозера на периферии месторождения, где оно мало влияет на химический состав почв, аномалия слабая. На западном берегу Ловозера вскрыт дерново-подбур (разр. 2) и торфяная почва (разр. 1). Сильная аномалия отмечена в центре месторождения на северном берегу Сейдозера, где оно определяет обогащенность почв лантанидами; здесь вскрыта торфяно-подзолистая почва (разр. 5) и на берегу р. Эльморайок, где вскрыто три разреза. Среди них иллювиально-гумусовая почва (разр. 7), тофяно-подбур (разр. 8) и подзол (разр. 9). Все почвы кислые с pH водной

вытяжки от 3.6 до 5.6, по гранулометрическому составу — это легкие почвы от песка до супеси [3].

Изучали *Fe-Mn конкреции в аллювиальных почвах Среднего Предуралья (г. Пермь)*, образовавшиеся в пойменных почвах рек Кама и ее левого притока Мулянка. Подробно эти конкреции описаны в работе Водяницкого с соавт. [2].

Изучали *почвы степной зоны в южном Приангарье* на правом берегу р. Залари, левого притока р. Ангара в Нукутском р-не Иркутской обл. (три участка). По одному разрезу вскрыто на вершине и на средней части холма. Почвы светло-каштановые засоленные карбонатные. Один разрез вскрыт у подножья холма в пойме реки Залари. Здесь образовалась черноземная почва. Во всех трех почвах гранулометрический состав варьирует от средне- до тяжелосуглинистого. Величина водной вытяжки pH около 8.

Почвы Хибинско-Ловозерской провинции. В фоновых почвах провинции (разр. 10 и 11) содержание тяжелых лантанидов ниже предела обнаружения. Но на территории геохимической аномалии их содержание достаточно для обнаружения методом рентгенорадиометрического анализа. Как видно из табл. 2, на территории слабой аномалии содержание гадолиния составляет 10–16 мг/кг, а диспрозия — 9–15 мг/кг. Содержание европия и тербия ниже предела обнаружения.

На территории сильной аномалии содержание тяжелых лантанидов возрастает. Количество гадолиния достигает 17–39 мг/кг, а диспрозия — 14–30 мг/кг. Европий и тербий обнаружены не во

Таблица 2. Содержание лантанидов в почвах Хибинско-Ловозерской провинции, мг/кг

Горизонт	Глубина, см	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Фон											
Разр. 10. Берег Умбозера. Торфяно-подзолистая почва											
T*	0–12	19	34	55	7	16	5	—	—	—	—
E	12–18	8	16	24	4	8	—	—	—	—	—
BT	18–28	10	17	27	2	7	—	—	—	—	—
C	28–47	15	30	46	4	15	—	—	—	—	—
Разр. 11. Берег Умбозера. Торфяно-подзолистая почва											
T	0–8	23	57	97	13	30	8	—	—	—	—
E	8–10	8	20	30	3	7	—	—	—	—	—
BT	10–29	12	21	33	3	6	—	—	—	—	—
C	29–49	12	25	44	3	11	—	—	—	—	—
Разр. 12. Берег Умбозера. Торфяно-подбур											
T1*	0–6	16	41	55	11	17	7	—	—	—	—
T2	6–18	16	26	38	5	12	5	—	—	—	—
BHF	18–25	13	25	38	5	10	3	—	—	—	—
Слабая геохимическая аномалия											
Разр. 1. Берег Ловозера. Торфяная почва											
T1*	9–32	53	291	553	44	141	16	—	14	—	11
T2	32–40	107	171	307	22	87	19	—	17	—	14
Разр. 2. Берег Ловозера. Дерново-подбур											
At*	0–5	31	104	203	19	58	16	—	16	—	15
A1	5–12	35	61	120	14	44	11	—	11	—	9
BHF	12–40	61	108	198	13	57	10	—	10	—	9
BC	40–50	43	97	185	12	59	10	—	11	—	10
Сильная геохимическая аномалия											
Разр. 5. Берег Сейдозера. Торфяно-подзолистая почва											
At	0–13	130	190	390	35	144	29	—	27	—	25
E	13–24	144	145	277	21	104	18	—	17	—	14
BT	24–40	186	201	390	30	142	23	—	21	—	17
C	40–62	227	259	498	46	198	35	6	32	—	25
Разр. 7. Берег р. Эльморайок. Иллювиально-гумусовая почва											
AT	0–15	320	434	830	71	269	37	7	36	6	29
B	15–23	281	439	836	75	250	46	7	39	6	30
BC	23–40	269	423	747	58	255	40	7	36	6	29
Разр. 8. Берег р. Эльморайок. Торфяно-подбур											
T	0–15	346	292	655	47	201	32	6	32	6	26
BHF	15–47	231	255	500	41	158	25	—	23	—	18
Разр. 9. Берег р. Эльморайок. Подзол											
At*	0–5	163	170	327	22	98	20	—	19	—	16
E	5–15	199	147	294	22	106	16	—	17	—	14
BT	15–30	246	218	460	36	156	26	—	25	—	20
C	30–52	281	349	785	55	224	32	—	31	—	24
Кларк											
к		31	35	66	9	40	7	2.1	6.1	1.2	4.5
п		40	26	49	7.6	19	4.5				

* Низкозольные торфяные горизонты.

Примечание. Здесь и далее: прочерк — нет данных.

Кларки: к — земной коры, п — почвенные.

Таблица 3. Содержание лантанидов в мелкозем и конкрециях загрязненных аллювиальных почв Предуралья (мг/кг), коэффициенты концентрации металлов в конкрециях (*K* конк)

Горизонт, глубина, см	Материал	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy
Гумусово-глеевая оруденелая почва в пойме р. Кама, разр. 41									
G~~, 31–55	Мелкозем	—	38	57	12	26	8	7	5
	Ортштейны	—	56	191	20	53	17	15	11
	<i>K</i> конк		1.6	3.3	1.7	2.0	2.1	2.1	2.2
Агрозем глееватый в пойме р. Мулянка, разр. 33									
C2~~, 49–75	Мелкозем	—	31	47	11	23	7	6	5
	Ортштейны	32	104	324	23	66	17	16	12
	<i>K</i> конк		3.3	6.9	2.1	2.9	2.4	2.7	2.4
C3~~, 75–107	Мелкозем	—	31	46	13	24	6	6	5
	Ортштейны	42	108	302	24	64	16	15	13
	<i>K</i> конк		3.5	6.6	1.8	2.7	2.7	2.5	2.6
C4g,t~~, 107–137	Мелкозем	—	34	45	9	21	5	5	4
	Ортштейны	37	100	243	32	64	13	13	11
	<i>K</i> конк		2.9	5.4	3.5	3.0	2.6	2.6	2.7
C5g~~, >137	Мелкозем	—	30	48	10	22	6	5	4
	Ортштейны	40	86	150	15	68	16	14	11
	<i>K</i> конк		2.9	3.1	1.5	3.1	2.7	2.8	2.7
Средний <i>K</i> конк			3.1	5.5	2.2	2.9	2.6	2.5	2.5
Кларк									
к		31	35	66	9	40	7	6.1	4.5
п		40	26	49	7.6	19	4.5		

всех образцах. Богаче всего оказалась иллювиально-гумусовая почва на берегу р. Эльморайок, где содержится 7 мг Eu/кг и 6 мг Tb/кг, что в 3–5 раз выше кларков.

Fe – Mn конкреции в аллювиальных почвах Среднего Предуралья. В конкрециях, образовавшихся в аллювиальных почвах в поймах рек Кама и Мулянка, содержание европия и тербия ниже предела обнаружения. Содержание гадолиния и диспрозия выше. Количество гадолиния составляет 13–16 мг/кг, а диспрозия – 11–13 мг/кг (табл. 3). Это существенно выше кларковых величин (6.1 и 4.5 мг/кг). Столь высокие значения обогащенности конкреций лантанидами можно связать с техногенным вкладом. Лантаниды используются в качестве катализаторов при очистке нефти. В результате со сточными водами лантаниды попадают в реки. В Перми местные нефтеперерабатывающие заводы, сбрасывая в реки плохо очищенные стоки, загрязняют их лантанидами (в частности Gd и Dy), которые в

пойменных почвах закрепляются в составе конкреций.

Аналогичная ситуация наблюдается и на реках вблизи других нефтеперерабатывающих заводов. Расположенные на берегу нефтеперерабатывающие заводы служат одной из главных причин загрязнения осадков в эстуарии р. Рейн [22]. Например, в донных осадках содержание Ce превышает 100 мг/кг.

Почвы степной зоны в южном Приангарье. В отличие от первых двух изученных объектов, почвы степной зоны южного Приангарья представляют слабоотрицательную геохимическую аномалию редкоземельных элементов (табл. 4), поскольку кларк концентраций по редкоземельным элементам, то есть отношение концентрации элемента к его кларковой концентрации в почве, составляет ~0.6–0.7. По этой причине список диагностированных лантанидов несколько короче, чем для первых двух объектов.

Таблица 4. Содержание лантанидов в почвах степной зоны южного Приангарья, мг/кг

Горизонт	Глубина, см	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd
Разрез 1. Светло-каштановая засоленная карбонатная почва								
A	0–22	22	18	28	4	13	3	3
AB	22–30	20	16	30	4	12	3	3
B1ca	40–49	16	16	30	5	12	4	3
B2	49–70	18	15	27	4	12	3	3
Разрез 3. Светло-каштановая засоленная карбонатная почва								
A	0–27	21	16	28	4	13	3	3
AB	27–40	15	13	23	3	10	2	3
B1ca	40–52	19	16	29	4	14	3	3
B2	52–80	20	17	27	4	13	2	3
Разрез 4. Чернозем								
A	0–10	16	18	35	5	14	3	3
AB	10–30	14	16	31	4	13	2	2
B1ca	30–60	16	21	36	5	15	3	3
B2	60–100	9	8	11	2	5	—	—
Кларк								
к		31	35	66	9	40	7	6.1
п		40	26	49	7.6	19	4.5	

По сравнению со светло-каштановыми почвами в верхней толще (0–62 см) чернозем обеднен иттрием и обогащен церием. Именно на этих степных почвах применение лантанидсодержащих удобрений может дать положительный эффект.

ВЫВОДЫ

1. Усовершенствование методики рентгенофлуориметрического анализа позволило определять в почвах значительную группу лантанидов: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy. Разработаны приемы диагностики, которые различаются для разных групп лантанидов. Предложены градуировочные графики. Новая методика позволила достичь высокой точности измерений; предел обнаружения в почвах лантанидов составляет 2–5 мг/кг.

2. С помощью новой методики можно выявлять особенности распределения тяжелых лантанидов в зависимости от литогенных и антропогенных факторов. Методика пригодна для выявления техногенных аномалий тяжелых лантанидов и для определения их содержания в почвах положительных и слабоотрицательных аномалий.

Авторы благодарят Н.В. Косареву, А.В. Кожеву и О.Г. Лопатовскую, предоставивших образцы для анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беренштейн Л.Е., Масолович Н.С., Сочеванов В.Г., Остроумов Г.В. Метрологические основы контроля качества аналитических работ // Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов. М.: Недра, 1979. С. 23–118.
2. Водяницкий Ю.Н., Васильев А.А., Власов М.Н. Гидрогенное загрязнение тяжелыми металлами аллювиальных почв г. Пермь // Почвоведение. 2008. № 11. С. 1399–1408.
3. Водяницкий Ю.Н., Косарева Н.В., Савичев А.Т. Содержание лантанидов (Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm) и актинидов (Th, U) в почвах Хибинско-Ловозерской провинции // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2010. Вып. 65. С. 75–86.
4. Гринвуд Н., Эрншо А. Химия элементов. М.: Бином, 2008. Т. 1. 607 с. Т. 2. 670 с.
5. Зайцев Е.И., Рабинович В.С., Сотсков Ю.П. Нейтронно-активационный анализ горных пород с экстракционным концентрированием // ЖАХ. 1978. Т. 33. № 8. С. 1558–1565.

6. Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А., Лежнев А.Е., Носенко С.В., Золотарева Н.И., Москвина И.Р. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в элементном анализе окружающей среды // Заводская лаборатория. 2007. Т. 73. № 1. С. 12–22.
7. Коган Р.М., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Основы гамма-спектрометрии природных сред. М.: Энергоатомиздат, 1991. 232 с.
8. Колесов Г.М. Определение микроэлементов. Нейтронно-активационный анализ в геохимии и космохимии // ЖАХ. 1994. Т. 49. № 1. С. 56–63.
9. Никонов В.В., Лукина Н.В., Фронтасьева М.В. Рассеянные элементы в подзолистых Al-Fe-гумусовых почвах в условиях воздушного загрязнения медно-никелевым производством и изменения литогенного фона // Почвоведение. 1999. № 3. С. 370–382.
10. Переломов Л.В. Взаимодействие редкоземельных элементов с биотическими и абиотическими компонентами почв // Агрохимия. 2007. № 11. С. 85–96.
11. Пуховский А.В., Пуховская Т.Ю. Рентгенофлуоресцентный анализ в агроэкологическом мониторинге. М.: Изд-во Моск. ун-та природообустройства. 2010. 202 с.
12. Савичев А.Т., Водяницкий Ю.Н. Рентгенорадиометрическое определение содержания лантанидов: празеодима, неодима и самария в почвах // Почвоведение. 2011. № 4. С. 424–432.
13. Савичев А.Т., Сорокин С.Е. Рентгенофлуоресцентный анализ содержания микроэлементов и тяжелых металлов в почвах // Агрохимия. 2000. № 12. С. 71–74.
14. Савичев А.Т., Степанов С.С. Учет наложения линий и аппроксимация фонового излучения в рентгенофлуоресцентном и микрозондовом энергодисперсионном анализе // Поверхность: рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2007. № 2. С. 85–89.
15. Стандартные образцы химического состава природных минеральных веществ. Методические рекомендации. Составитель Н.В. Арнаутков. Новосибирск, 1987. 204 с.
16. Толоконников И.А. Энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный анализатор состава вещества РеСПЕКТ // Атомная энергия. 2003. Т. 95. Вып. 1. С. 69–70.
17. Хитров В.Г. Итоги аттестации системы стандартов химического состава магматических пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 37–52.
18. Anderson C.R., Pederson K. In situ growth of Gallionella biofilms and partitioning of lanthanides and actinides between biological material and ferric oxyhydroxides // Geobiology. 2003. V. 1. P. 169–178.
19. Furie B., Eastlake F., Schechter A.N., Anfinsen C.B. The interaction of the lanthanide ions with staphylococcal nuclease // J. Biol. Chem. 1973. V. 248. P. 5821–5825.
20. Rogan N., Serafimovski T., Dolenec M., Tasev G., Dolenec T. The distribution of rare earth elements (REEs) in paddy soil and rice seeds from Kocani Field (eastern Macedonia) // RMZ-Materials and Geoenvironment. 2006. P. 433–444.
21. Savichev A.T., Vodyanitskii Yu.N. Determination of Barium, Lanthanum and Cerium contents in soils by the X-Ray radiometric method // Eurasian Soil Science. 2009. V. 42. № 13. P. 1461–1469.
22. Sneller F.E.C., Kalf D.F., Weltje L., Van Wezel A.P. Maximum permissible concentration and negligible concentrations for rare elements // Report 601501011. RIVM-National Institute of Public Health and the Environment. Biltoven. 2000. 66 p.
23. Tsuruta T. Separation of rare elements by microorganisms // J. Nucl. Radiochem. 2005. V. 6. P. 81–84.
24. Tyler G. Rare earth elements in soil and plant systems – A review // Plant Soil. 2004. V. 267. P. 191–206.
25. Tyler G., Olsson T. Plant uptake of major and minor elements as influenced by soil acidity and liming // Plant Soil. 2001. V. 230. P. 307–321.
26. Wu Z.M., Guo B.S. Application of rare earth elements in agriculture and medicines // Bioinorganic chemistry of rare earth elements / Ed. J.Z. Ni. Science Press. Beijing. 1995. P. 13–55.
27. Zhu J.G., Chu H.Y., Xie Z.B., Yagi K. Effects of lanthanum on nitrification and ammonification in three Chinese soils // Nutr. Cycl. Agroecosyst. 2002. V. 63. P. 309–314.

**ОЦЕНКА АДЕКВАТНОСТИ ПАРАМЕТРОВ ПЕРЕНОСА НЕКОТОРЫХ
ХИМИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ, ПОЛУЧЕННЫХ В КОЛОНОЧНЫХ
ЭКСПЕРИМЕНТАХ**© 2012 г. Э. Раймундо-Раймундо¹, Ю. Н. Никольский¹, А. К. Губер², С. Ландерос-Санчес¹¹Сельскохозяйственный колледж аспирантов, Мексика²Университет штата Мичиган, Ист Лансинг, Мичиган, США

Поступила в редакцию 07.11.2011 г.

Представлены результаты определения параметров и расчета передвижения изотопа ^{18}O (в составе H_2^{18}O), иона Br^- и атразина в колонках вулканической алофановой андосоли с ненарушенной структурой (штат Мехико, Мексика). Использовали одномерную модель конвективно-дисперсионного переноса химических веществ с учетом реакции разложения и равновесной адсорбции (HYDRUS-1D), широко применяемую для оценки риска химического и бактериального загрязнения природных вод. Параметры модели получены решением обратной задачи уравнения переноса из лабораторных экспериментов по переносу изотопов ^{18}O , Br^- и атразина в колонках почвы с ненарушенной структурой при заданной скорости фильтрации. Параметры гидродинамической дисперсии, определенные для одной колонки, оказались одного порядка величин для ионов ^{18}O и Br^- , но в 3–4 раза выше для атразина. Полученные параметры использовали для расчета переноса этих же веществ в другой колонке с отличной влажностью и скоростью фильтрации. Адекватное описание переноса было получено только для изотопа ^{18}O . В случае Br^- модель существенно недооценила скорость переноса, а для атразина переоценила пиковую концентрацию в колонке. Результаты исследования переноса трех химических веществ в колонках показали, что параметры переноса не могут быть надежно предсказаны по результатам единственного эксперимента даже при использовании в нем нескольких химических веществ.

ВВЕДЕНИЕ

Загрязнение природных вод агрохимикатами вызывает повышенное внимание служб защиты окружающей среды во многих странах мира [8, 16, 28, 31, 34, 47]. Одним из распространенных источников загрязнения являются широко применяемые в современном сельскохозяйственном производстве пестициды [11, 13, 14, 17, 18, 30, 32, 33, 54]. Регистрация и разрешение на использование пестицидов в настоящее время в странах Европейского Союза и США принимаются на основе оценки риска с помощью математического моделирования. Примером использования таких моделей являются модель SWAT [37], разработанная для расчета переноса пестицидов на речных водосборах, а также Европейский проект FOCUS [19, 20], основанный на моделях полевого масштаба PEARL [35], MACRO [29] и PRZM [10]. Надежность оценки риска такими моделями во многом определяется их экспериментальным обеспечением, а именно параметрами, характеризующими процессы переноса и трансформации веществ [49]. Наиболее детально проработаны подходы к определению параметров переноса влаги в почвах. Среди таких подходов следует выделить методы оценки параметров переноса по традиционному определяемым свойствам почвы (плотность,

содержание органического вещества и гранулометрический состав). Детальные обзоры таких подходов можно найти в недавних публикациях [1, 6, 7, 50, 53].

Несмотря на обширный полевой и лабораторный материал по переносу химических веществ в почвах, полученный в последние десятилетия, относительно не разработанными остаются методы оценки параметров химических веществ по физическим свойствам почвы. Это объясняется тем, что в зависимости от условий переноса (скорость потока, влагонасыщенность почвы) различные области порового пространства выполняют проводящие функции. Проводимость порового пространства определяется не только размерами почвенных отдельностей, образующих эти поры, но и структурой порового пространства: пересеченностью, соединенностью, формой и направлением почвенных пор. Перечисленные характеристики существенно различаются для пор разного размера, что во многом связано с их генезисом. Получить надежную связь между физическими свойствами почвы и структурой порового пространства пока не удается. Этим, в частности, обуславливается ненадежное предсказание значений коэффициента фильтрации по данным о характеристиках твердой фазы почвы.

В связи с неразработанностью методов оценки параметров переноса химических веществ по физическим свойствам почвы наиболее распространенными являются расчетные методы, основанные на решении обратных задач переноса. Параметры моделей обычно находят оптимизированным поиском, обеспечивающим минимальное расхождение между рассчитанными по этим параметрам и измеренными зависимостями между относительной концентрацией химиката в растворе и числом смен порового раствора в колонках, часто называемыми “выходными кривыми”. Эти методы детально описаны в методических руководствах [5, 41, 43]. Использование метода решения обратных задач также не гарантирует получения надежных параметров для моделирования процессов переноса в масштабах поля или даже почвенного профиля. Неоднократно было показано что параметры, определенные на колоночных экспериментах, плохо согласуются с полевыми параметрами [3, 4]. Это часто связано с несоответствием масштабов. Значения параметра гидродинамической дисперсии, например, может значительно меняться в зависимости от размера образца почвы [43]. Существуют также расхождения между параметрами, рассчитанными с использованием веществ разной химической или биологической природы в одних и тех же колоночных экспериментах [2, 12, 22, 23]. Причины таких расхождений — различия в свойствах таких веществ: заряд, размер (молекулы или частицы в случае коллоидов или микроорганизмов), сорбционные свойства, хемотаксис, воспроизводство и распад. Поэтому использование параметров переноса, полученных для одних химических веществ, не всегда дает возможность предсказывать перенос других. Это делает параметры моделей “вещество—почва” специфичными.

В этой работе мы попытались отвлечься от проблем, связанных со сменой масштаба моделирования, и ограничиться рассмотрением случая переноса трех химических веществ в почвенных колонках в режиме стационарного потока при неполном заполнении порового пространства влагой. Задачами данной работы являлись: а — сравнение гидрохимических параметров переноса изотопа ^{18}O , Br^- и атразина, полученных при использовании традиционного метода “выходных кривых”; б — оценка воспроизводимости “выходных кривых”, путем их расчета по этим параметрам и сравнения с “выходными кривыми”, полученными в независимом эксперименте; в — анализ возможных путей решения проблемы параметризации моделей переноса.

Таблица 1. Некоторые физические свойства двух образцов андосоли, и концентрации химических веществ, использованных в эксперименте

Параметр	№ 1	№ 2
Гранулометрический состав (глина/ил/песок)	22/68/10	22/67/11
Пористость, $\text{см}^3/\text{см}^3$	0.779	0.749
Влажность, $\text{см}^3/\text{см}^3$	0.725	0.683
Плотность, $\text{г}/\text{см}^3$	0.560	0.635
Коэффициент фильтрации, $\text{см}/\text{час}$	0.274	1.140
Скорость фильтрации (отнесенная к полному сечению почвы), $\text{см}/\text{час}$	0.232	0.635
Объем внесенного раствора, мл	10.7	10.2
Концентрация в растворе, $\text{г}/\text{л}$		
^{18}O	10.00	10.00
Br^-	1.803	1.467
атразина	0.122	0.133

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Эксперимент. “Выходные кривые” изотопа ^{18}O , Br^- и атразина измеряли в двух колонках андосоли с ненарушенной структурой.

Колонки отбирали с глубины 80–95 см на богарном участке в штате Мехико Мексики, расположенном в гористой местности на высоте порядка 2700 м над уровнем моря. Среднегодовая температура воздуха местности составляет 13.4°C , осадки — 1300 мм, испаряемость — 1240 мм в год. Основные сельскохозяйственные культуры — кукуруза на зерно и фасоль — выращиваются в сезон дождей с июня по октябрь. Гербицид атразин (помимо ряда других пестицидов) дозой по 1 кг/га применяется 1–2 раза в год.

Почвенный покров участка представлен андосолю, имеющей повышенное содержание органического углерода (около 6%). Бурение и анализ почвенных проб на глубину до 4 м показали, что почвенный профиль достаточно однороден по текстуре. Некоторые водно-физические свойства почвенных колонок приведены в табл. 1. Низкие значения плотности почвенных образцов вероятно связаны с их вулканическим происхождением (вулканический пепел), а низкие значения коэффициента фильтрации на этой глубине доминированием тонких фракций в гранулометрическом составе и отсутствием структуры.

Отбор почвенных колонок и методика эксперимента детально описаны [2]. Уточним: длина и диаметр ненарушенных почвенных колонок составляли 15 и 8.7 см, соответственно. В эксперименте использовали две колонки с почвенными образцами, свойства которых представлены в

табл. 1. В качестве консервативных ионов-меток воды использовали изотоп кислорода ^{18}O и анион Br^- . Последний, наряду с ионом Cl^- , наиболее часто используется в колоночных экспериментах [5]. В качестве реактивного химического вещества был выбран атразин — гербицид хлорорганической группы, до сих пор широко используемый в Мексике.

Раствор, содержащий H_2^{18}O , KBr и атразин в концентрациях и объемах, представленных в табл. 1, подавали пульсом на поверхность почвы через микрокапельницы с помощью перистальтического насоса. Для предотвращения размывания на поверхность почвы наносили 5-миллиметровый слой промытого мелкозернистого кварцевого песка. Этим же насосом собирали раствор со дна колонки. Скорость подачи раствора равнялась скорости отбора, благодаря чему в колонке поддерживался поток влаги с постоянной скоростью. Химический состав подаваемого в колонки раствора был приближен к составу почвенного раствора, установленного по водной вытяжке и включающего 39.4 мг/л KCl , 355.2 мг/л CaCl_2 , 57.1 мг/л MgCl_2 и 526.0 мг/л NaCl .

Фильтрат из колонок собирали в коллекторе фракций и анализировали на содержание атразина и ^{18}O . Измерение концентраций атразина велось с помощью жидкостного хроматографа HPLC, брома — кондуктометрическим способом с помощью селективного электрода, а концентраций H_2^{18}O — с помощью изотопного масс-спектрометра Thermo Finnigan MAT 253. В колонках 1 и 2 на протяжении всего эксперимента поддерживались скорости: 0.232 и 0.635 см/час, соответственно. После завершения отбора образцов фильтрата колонки разбирались, и определялись почвенные свойства.

Модель. Уравнение конвективной дисперсии использовали для описания переноса несорбируемых ионов Br^- и изотопа ^{18}O [45]:

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta D \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (vC), \quad (1)$$

где C — концентрация иона в растворе, мг/л; θ — объемная влажность почвы, $\text{см}^3/\text{см}^3$; D — коэффициент гидродинамической дисперсии потока вещества, $\text{см}^2/\text{час}$; v — средняя скорость движения воды в порах, см/час; x — глубина от поверхности почвы, см; t — время, час. Левая часть уравнения (1) описывает изменение концентрации иона в поровом растворе, тогда как члены в правой части описывают, соответственно, дисперсионную и конвективную составляющие переноса иона с потоком порового раствора.

Для расчета миграции пестицида в работе использовали форму конвективно-дисперсионного уравнения, учитывающего взаимодействие атра-

зина с твердой фазой почвы, а также его разложение в жидкой и адсорбированной фазе [45]:

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta D \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (vC) - \mu_1 \theta C - \mu_2 \rho S, \quad (2)$$

где переменные C , θ , D , v , x и t те же, что и в уравнении (1), а новые переменные S — концентрация пестицида в адсорбированном состоянии, (мг/г); ρ — плотность сложения почвы, ($\text{г}/\text{см}^3$); μ_1 и μ_2 — скорость распада пестицида в жидкой и твердой фазе, соответственно, (1/час).

Массообмен между поровым раствором и твердой фазой почвы для атразина описывали уравнением Фрейндлиха [12]:

$$S = K_f C^n, \quad (3)$$

где K_f — коэффициент обмена между двумя фазами почвы, мл/г; n — константа изотермы, показывающая интенсивность сорбции.

Уравнения (1)–(3) для случая установившегося режима движения раствора имеют аналитические решения, которые используются для определения параметров переноса химических веществ (например код CXTFIT [44]). В настоящей работе мы отказались от аналитических решений в пользу численных методов, которые в силу своей универсальности повсеместно используются в задачах оценки риска загрязнения грунтовых вод агрохимикатами [10, 28, 26]. Нами использовалась программа HYDRUS-1D [26], разработанная для расчета одномерного переноса химических веществ различной природы в гетерогенных почвах при неполном насыщении. Версия 4.12 этой программы представляет возможность решения широкого круга научных и инженерных задач, связанных с переносом тепла, газа, влаги, коллоидов, микроорганизмов, а также с трансформацией мигрантов, включающей обмен с твердой и газообразной фазой, производство, разложение, осаждение, потребление корнями и микроорганизмами. Подробный список задач, решенных с использованием этой программы, можно найти в [26].

Выводы. На первом этапе программа HYDRUS-1D использовалась для решения обратной задачи. Оптимизированным поиском, включенным в программу, подбирали значения параметров гидродинамической дисперсии λ и влажности почвы θ для изотопа ^{18}O и иона Br^- , а также параметров K_f и n изотермы Фрейндлиха и скоростей распада пестицида в жидкой μ_1 и твердой фазе μ_2 , обеспечивающих наилучшее описание моделью экспериментальных данных в колонке № 1 (по минимальной сумме квадратов погрешности модели). Поиск проводили отдельно для каждого вещества, полагая что параметры могут различаться в силу размера и заряда переносимых веществ. Параметр гидродинамической дисперсии λ вычисляли из коэффициента гидроди-

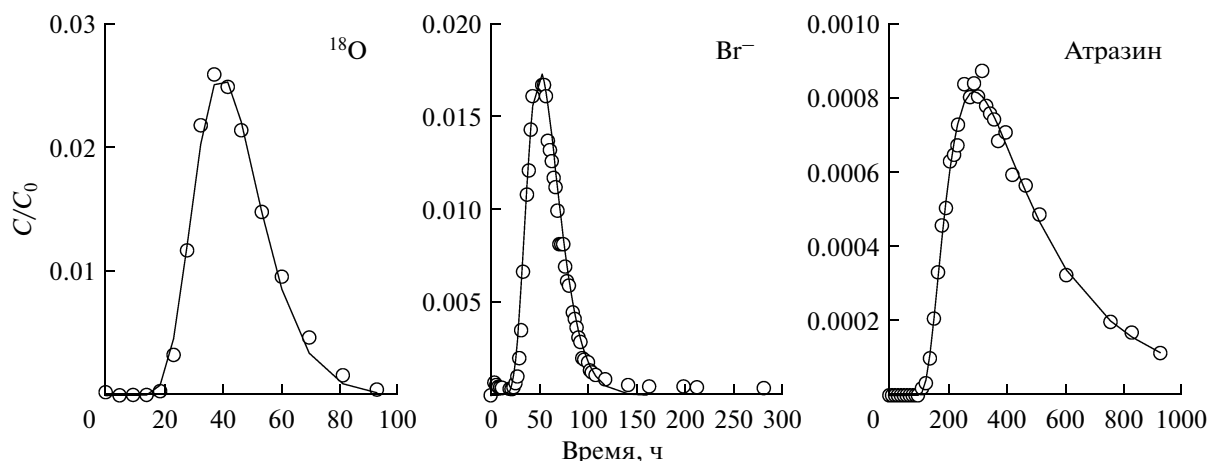


Рис. 1. Измеренные (символы) и рассчитанные (линии) “выходные кривые” изотопа ^{18}O , Br^- и атразина в колонке № 1. Расчет “выходных кривых” велся путем оптимизации параметров переноса.

намической дисперсии D , пренебрегая молекулярной диффузией:

$$\lambda = D/v. \quad (4)$$

Значения параметров, полученных из “выходных кривых” изотопа ^{18}O , Br^- и атразина в колонке № 1, использовали для расчета переноса этих же веществ в колонке № 2. В качестве начальных условий в расчетах (включая поиск параметров в колонке № 1) использовали неполное насыщение всех пор влагой и отсутствие химикатов в поровом растворе. На границах колонки задавали скорость потока раствора, использованную в эксперименте. Пульс концентрации в подаваемом растворе задавался на верхней границе, тогда как, нулевой градиент концентрации ($\partial C/\partial x|_{x=100} = 0$) задавался на нижней границе колонки. Длина колонки в расчетах принималась равной 100 см с тем, чтобы нижнее граничное условие не влияло на вертикальное перераспределение переносимых веществ в верхней 15-сантиметровой части, равной высоте колонок.

Качество воспроизведения моделью экспериментальных данных оценивали с помощью коэффициента корреляции между рассчитанными (C_p) и измеренными (C_o) относительными концентрациями (C/C_o); мерой точности расчета являлась среднеквадратическая погрешность модели $RMSE$:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (C_o - C_p)^2}, \quad (5)$$

где C_o — концентрация атразина в подаваемом на вход колонки растворе, n — число измерений.

Также оценивали относительную ошибку расчета пиковой концентрации $C_{\text{пик}}$ и времени появления пика $T_{\text{пик}}$ на глубине 15 см расчетного слоя:

$$\Delta = 1 - Y_p/Y_o, \quad (6)$$

где Y_p и Y_o рассчитанные и измеренные величины $C_{\text{пик}}$ и $T_{\text{пик}}$, соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Баланс массы, рассчитанный по измеренным “выходным кривым”, показал, что для несорбирующихся ионов большая часть внесенных химических веществ прошла через колонку, тогда как, выход атразина составил менее половины внесенной массы. Выход изотопа ^{18}O из колонок № 1 и № 2 составил 94.3 и 96.2%, для Br^- 93.3 и 96.3% и атразина 39.9 и 42.0% от внесенной массы, соответственно. Формы “выходных кривых” были близки к симметричным для изотопа ^{18}O , несколько асимметричными для Br^- и значительно отличались от симметричных для атразина, с характерным ростом концентрации от нуля до максимальных значений и последующим пологим растянутым участком уменьшения концентрации (рис. 1 и 2). Высокий процент выхода и форма “выходных кривых” ^{18}O и Br^- свидетельствуют об отсутствии взаимодействия этих ионов с твердой фазой почвы и минимальный обмен с непроточными зонами порового пространства. Низкий выход и асимметрия “выходных кривых” атразина указывают на его распад и сорбцию твердой фазой почвы [51].

Оптимизационный поиск параметров уравнений (1)–(3) показал адекватное описание модели “выходных кривых” в колонке № 1. Значения коэффициентов корреляции между рассчитанными и измеренными относительными концентра-

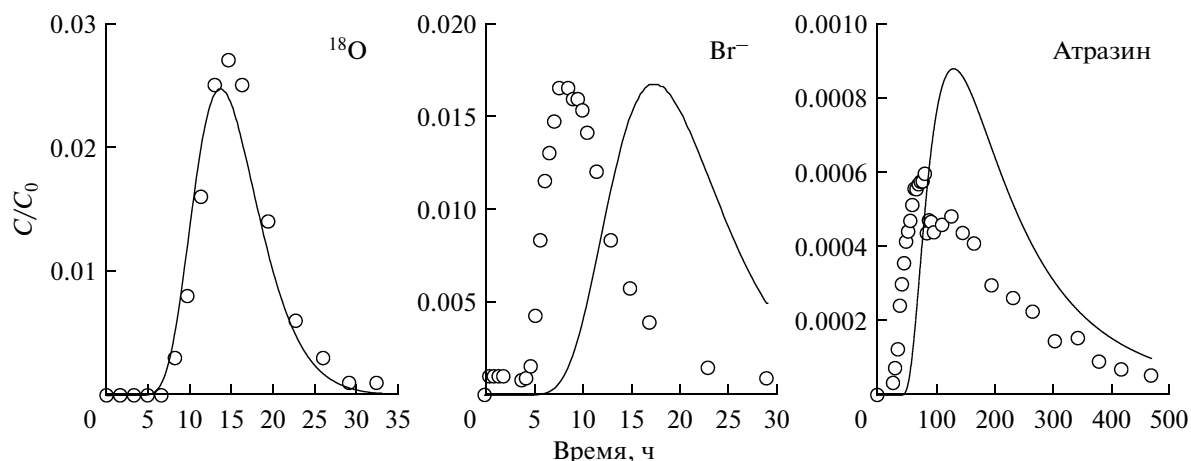


Рис. 2. Измеренные (символы) и рассчитанные (линии) “выходные кривые” изотопа ^{18}O , иона Br^- и атразина в колонке № 2. Расчет “выходных кривых” велся с использованием параметров переноса, полученных для колонки № 1.

циями мигрантов в растворе C/C_0 на выходе из колонок были близки к единице на уровне значимости $P > 0.95$ (табл. 2). Относительно низкими были величины среднеквадратических погрешностей расчета ($RMSE$), равно как и ошибки расчета пиковых концентраций и времени их появления на выходе из колонки № 1.

Для измеренных и рассчитанных “выходных кривых” характерно относительно раннее появление ^{18}O и Br^- на выходе колонки № 1 (рис. 1). Пиковые концентрации ^{18}O и Br^- достигли нижней границы колонки через 37 и 53 часа, соответственно, после начала эксперимента, тогда как пик концентрации атразина наблюдался через 318 часа. Замедление переноса мигрантов сопровождалось уменьшением пиковых концентраций C/C_0 на выходе колонки № 1. Они для ^{18}O , Br^- и атразина составили 0.026, 0.017 и 0.001, соответственно. Интересно проследить продвижение

фронта трех мигрантов в этой колонке. Продвижение изотопа ^{18}O было несколько быстрее по сравнению с ионом Br^- . В модели HYDRUS-1D это отразилось на количестве подвижной влаги θ , находящейся в проводящей пористости. Следует оговориться, что при оптимизационном поиске параметрами для “выходных кривых” ^{18}O и Br^- были количество подвижной влаги θ и величина гидродинамической дисперсии λ . Мы полагали, что в силу эффекта “нерастворимого объема” перенос иона Br^- будет осуществляться только через часть порового пространства. В этом случае величина θ для ^{18}O должна быть близка к измеренной влажности почвенных колонок (в отсутствие застойных зон), а значение θ для Br^- должно отличаться от измеренной на величину нерастворяющегося объема. На практике этого не обнаружилось (табл. 3). Ввиду отсутствия другого механизма для ускоренного переноса ^{18}O , модель предсказала меньшие значения θ для изотопа ^{18}O , чем для иона Br^- . Рассчитанная величина θ для Br^- (0.873) оказалась больше измеренной влажности (0.725) и даже общей пористости (0.779). Введение ограничений на величину θ для Br^- приводило к существенным отклонениям рассчитанных “выходных кривых” для иона Br^- от измеренных. Физически необоснованная величина влажности, полученная при оптимизационном поиске параметров уравнения (1), указывает на не вполне адекватное описание этой “выходной кривой” Br^- моделью переноса с одинарной пористостью. В этом случае, вероятно, нужно переходить к более сложным моделям. Значения параметра гидродинамической дисперсии для двух мигрантов оказались близкими. Несколько большее значение λ для иона Br^- в целом верно отражало более распластаный характер “выходной кривой” (рис. 1)

Таблица 2. Статистические характеристики расчетных “выходных кривых” ^{18}O , Br^- и атразина в почвенных колонках

Мигрант	R^*	$RMSE \times 10^3$	$\Delta T_{\text{пик}}$	$\Delta C_{\text{пик}}$
Колонка № 1				
^{18}O	0.997	0.744	−0.066	0.004
Br^-	0.991	0.943	0.044	−0.043
Атразин	0.998	0.022	0.083	0.064
Колонка № 2				
^{18}O	0.974	2.222	0.069	0.086
Br^-	−0.014	9.023	−1.264	−0.013
Атразин	0.444	0.269	−0.597	−0.476

* Коэффициенты корреляции R значимы при вероятности $P > 0.95$.

и распределения концентраций Br^- по глубине (рис. 3).

Перенос атразина оказался существенно медленнее по сравнению с переносом двух других мигрантов, даже несмотря на меньшее значение влажности θ (табл. 3). Это, по-видимому, объясняется высокой сорбционной способностью атразина в таких почвах. Значение параметра изотермы сорбции $K_f = 2.87 \text{ см}^3/\text{г}$ оказалось несколько больше значений опубликованных ранее. Так, согласно базе данных о свойствах пестицидов Министерства сельского хозяйства США [43], значения K_f варьируют в диапазоне от 0.2 до $2.24 \text{ см}^3/\text{г}$ и возрастают с увеличением содержания фракции глины в почве.

Шиндэ с соавт. [42] приводят значения K_f в интервале $0.73\text{--}2.06 \text{ см}^3/\text{г}$ для карбонатных суглинков с содержанием песка от 5 до 61%. Расхождения с литературными данными, вероятно, объясняются малой изученностью андосолей. Полученная в нашей работе величина K_f лучше согласуется с данными для вулканических почв Новой Зеландии. Баксаран с соавт. [9], например, приводят осредненное для 10 вулканических почв значение $K_f = 3.74 \text{ см}^3/\text{г}$, а Мэгисен с соавт. [36] — значения в диапазоне $0.72\text{--}8.79 \text{ см}^3/\text{г}$ для шести исследованных глубин.

Параметр n в уравнении (3), равный 0.772 (табл. 2), оказался несколько заниженным. Для вулканических почв Новой Зеландии его значения варьируют в диапазоне $0.89\text{--}1.13$ [36]. Трудно судить о диапазоне его варьирования в андосолях, поскольку не удалось найти публикаций, где бы этот параметр оценивался или был получен экспериментальным путем.

Таблица 3. Параметры массопереноса трех химических веществ, полученные оптимизированным поиском в колонке № 1

Параметр	^{18}O	Br^-	Атразин
$\theta \text{ (см}^3/\text{см}^3\text{)}$	0.666	0.873	0.528
$\lambda \text{ (см)}$	0.629	0.826	2.108
$K_f \text{ (см}^3/\text{г)}$	—	—	2.873
n	—	—	0.772
$\mu_1 \text{ (1/час)}$	—	—	0.019
$\mu_2 \text{ (1/час)}$	—	—	0.000
$T_{0.5} \text{ (сут)}$	—	—	1.51

Значения параметра гидродинамической дисперсии λ для атразина больше чем для ^{18}O и Br^- в 3.4 и 2.6 раза, соответственно (табл. 3). Сходные различия наблюдались в колоночных экспериментах с мексиканскими вертисолями, где величины λ для атразина в среднем вдвое превышали значения, полученные для изотопа ^{18}O [2]. Более высокие значения λ для сорбируемых веществ по сравнению с несорбируемыми наблюдались и ранее. Например, Робин с соавт. [40], изучая перенос иона лития, наблюдали значения дисперсии, в 10 раз превышающие дисперсию иона брома; Хесс с соавт. [25] получили для иона никеля значения дисперсии вдвое больше, чем для иона брома. Эти различия были объяснены кинетическим эффектом диффузионно-обусловленного переноса или химически-обусловленной скоростью обмена [36, 38, 46, 50], неоднородностью в распределении сорбционных центров почвы [21], а также связью между пространственной вариацией сорбционных и проводящих свойств почвы [55].

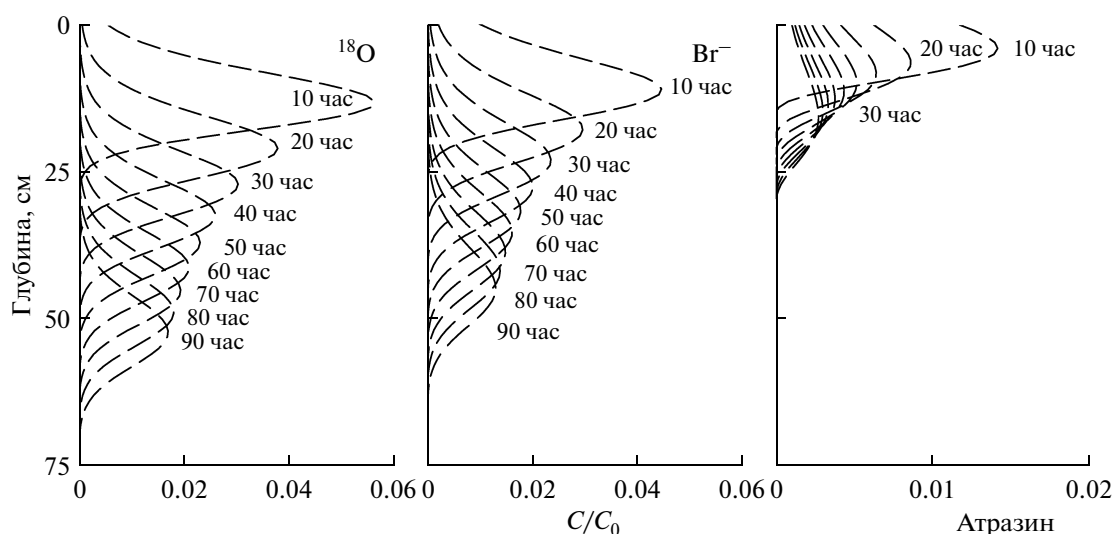


Рис. 3. Рассчитанные по HYDRUS-1D профильные распределение мигрантов в почвенной колонке № 1.

Весьма низким оказалось значение скорости полураспада пестицида в жидкой фазе $\mu_1 = 0.019$ 1/час (табл. 3). В пересчете на время полураспада $T_{0.5} = -(\ln 0.5)/\mu_1$ половина внесенного атразина должна была бы разложиться через 1.5 суток после начала эксперимента. Баланс же массы напротив показывает, что в течение почти сорока дней порядка 42% внесенного атразина вышло с раствором из колонки. В чем же причина кажущегося несоответствия? Для “выходной кривой” атразина характерна строго несимметричная форма с относительно низкой пиковой концентрацией и длинной “хвостовой” частью. Замедленный вынос атразина в малых концентрациях модель HYDRUS-1D объясняет тем, что значительная его часть переходит в адсорбированную фазу, где пестицид практически не разлагается (параметр распада атразина пестицида в твердой фазе μ_2 оказался близок к нулю). Этим, в частности, объясняется высокое значение K_f (табл. 3). По мере продвижения пестицида в колонке модель воспроизводила (в силу обратимости реакции Фрейндлиха) поступление адсорбированного и неразложившегося атразина обратно в жидкую фазу и его последующий вынос из колонки. Никаким другим механизмом в рамках выбранной системы уравнений переноса пестицида (2)–(3) описать затянутый характер выноса атразина при низких концентрациях на выходе из колонки № 1 не удастся. Возникает вопрос: “Так что же характеризуют полученные параметры — почвенные свойства, свойства мигранта, условия эксперимента или модель переноса?”

Параметр гидродинамической дисперсии в нашем эксперименте оказался различным для трех мигрантов. На это обращали внимание многие исследователи и это обсуждалось ранее [2]. Следовательно, в первую очередь, параметр λ специфичен для химического вещества. Эксперимента на той же колонке с другими условиями переноса (при другой степени водонасыщения и скорости потока) не проводилось. Поэтому ответа на вопрос о влиянии условий проведения эксперимента на параметры переноса в рамках этой статьи получить не удалось. Для проверки гипотезы о влиянии физических свойств почвы на параметры модели переноса обратимся к “выходным кривым”, полученным во втором эксперименте. Как видно из табл. 1, экспериментальные условия в этой колонке были сходными, однако свойства почвы несколько отличались. В частности, плотность почвы и коэффициент фильтрации во второй колонке были больше, чем в первой. Модель HYDRUS-1D была использована в колонке № 2 для всех трех мигрантов с параметрами, полученными для колонки № 1, но с условиями переноса, соответствующими колонке № 2. Результаты моделирования в сравнении с измеренными “выход-

ными кривыми” показаны на рис. 2. Хорошее совпадение расчетных концентраций с измеренными было получено только для изотопа ^{18}O . Это подтверждается высоким значением коэффициента корреляции и относительно низкими значениями $RMSE$, $\Delta T_{\text{пик}}$ и $\Delta C_{\text{пик}}$ (табл. 3). Можно было бы полагать, что различия в свойствах почвы не влияют существенно на параметры переноса. Однако такое заключение опровергается результатами моделирования переноса иона Br^- и атразина, по которым были получены существенные различия между измеренными и рассчитанными концентрациями в колонке № 2 (рис. 2). Эти различия проявились в переоценке времени прохождения пика концентрации иона Br^- , а также пиковой концентрации атразина. Ошибка предсказания времени пика была максимальной в случае Br^- и максимальной расчетной пиковой концентрации атразина (табл. 2). Таким образом можно заключить, что параметры модели переноса зависят от свойств почвы и свойств моделируемого мигранта. В силу пространственной вариативности почвенных свойств, трудно ожидать, что надежное предсказание миграции химических веществ в почвах может быть сделано на основе результатов единичного определения параметров массопереноса в колоночных экспериментах.

Каковы же пути решения проблемы? Простейшее, но не самое экономически эффективное решение проблемы, по-видимому, заключается в многократном определении параметров переноса и, возможно, в отказе от детерминистических моделей в пользу стохастических [24]. Недостаток такого решения проблемы — в необходимости априорного представления о пространственной вариативности параметров переноса. Таких оценок в настоящее время не существует. Другое решение — это использование более сложных моделей массопереноса, таких как с двойной пористостью, несколькими центрами сорбции, неравновесного обмена и т.д., параметры которых имели бы более физически осмысленное значение. Однако число параметров, необходимых для расчета, значительно увеличивается, а отсутствие прямых методов их определения, пространственная и временная изменчивость делают такие модели еще менее надежными для предсказания. Наиболее реальное решение проблемы, с нашей точки зрения — это создание базы данных, где параметры были бы представлены наряду с их вероятностными оценками для различных типов почвы. Такие базы данных разработаны и успешно используются для оценки водно-физических свойств почвы [27, 46]. Существование такой базы данных существенно облегчило бы задачу оценки риска загрязнения почв и грунтовых вод агрохимикатами.

Авторы выражают *благодарность* проекту SEP-CONACYT — 47293 (Мексика), Колледжу аспи-

рантов (Мексика) и Института IRD (Франция) за экономическую поддержку, а докторам наук Селин Дювиг (Франция) и Бланка Прадо (Мексика) — за методическую поддержку выполненных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леонова А.А., Шеин Е.В., Горбатов В.С. Миграция гербицида метрибузина в почве: лизиметрические исследования и моделирование // Почвоведение. 2003. № 6. С. 745–753.
2. Раймундо-Раймундо Э., Эрнандес-Варгас Дж., Никольский Ю.Н., Губер А.К., Бахлаева О.С., Фигероа-Сандовал Б., Мендоса-Эрнандес Х.Р. Определение параметров передвижения атразина в вертисоли // Почвоведение. 2010. № 5. С. 1–8.
3. Сметник А.А., Губер А.К. Расчет гидрохимических параметров миграции гербицида в почвенных колонках // Почвоведение. 1996. № 8. С. 1021–1026.
4. Сметник А.А., Губер А.К. Проверка достоверности математической модели транспорта пестицида в черноземе типичном // Почвоведение. 1997. № 10. С. 1260–1264.
5. Шеин Е.В., Архангельская Т.А., Гончаров В.М., Губер А.К., Початкова Т.А., Сидорова М.А., Смагин А.В., Умарова А.Б. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 200 с.
6. Шеин Е.В., Архангельская Т.А. Педотрансферные функции: состояние, проблемы, перспективы // Почвоведение. 2006. № 10. С. 1205–1217.
7. Шеин Е.В., Кокорева А.А., Горбатов В.С., Умарова А.Б., Колупаева В.Н., Перевертин К.А. Оценка чувствительности, настройка и сравнение математических моделей миграции пестицидов в почве по данным лизиметрического эксперимента // Почвоведение. 2009. № 7. С. 824–823.
8. Федеральный закон “об охране окружающей среды” от 10.01.2002 № 7-ФЗ. ГД ФС РФ 20.12.2001.
9. Baskaran S., Bolan N.S., Rahman A., Tillman R.W. Pesticide sorption by allophanic and nonallophanic soils of New Zealand // New Zealand J. of Agricultural Research. 1996. V. 39. P. 297–310.
10. Carsel R.F., Smith C.N., Mulkey L.A., Dean J.D., Jowise P. User's manual for the pesticide root zone model (PRZM): Release 1. EPA-600/3-84-109. U.S. EPA, Athens, GA. 1984.
11. Clark L., Gomme J., Hennings S. Study of pesticides in water from a chalk catchment, Cambridgeshire // Pest Sci. 1991. V. 32. P. 15–33.
12. Clay S.A., Koskinen W.C. Adsorption and desorption of atrazine, hydroxyatrazine and s-glutathione atrazine on two soils // Weed Science. 1990. V. 38. P. 262–266.
13. Cohen S.Z., Eiden C., Lorber M.N. Monitoring ground water for pesticides / Ed.: W.Y. Gardner. Evaluation of pesticides in ground water. ACS Symp. Ser. 315. Am. Chem Soc., Washington, DC. 1986. P. 170–196.
14. Domagalski J.L., Dubrovsky N.M. Pesticide residues in ground water of the San Joaquin Valley, California // J. Hydrol. 1992. V.130. P. 299–338.
15. Duwig C., Becquer T., Charlet L., Clothier B.E. Estimation of nitrate retention in a Ferralsol by a transient-flow method // Eur. J. Soil Sci. 2003. V. 54. P. 505–515.
16. Eckhardt D.A., Wagenet R.J., Thurman E.M., Barnes P.L. Fate of alachlor, atrazine, and bromide in a corn plot near Topeka, Kansas. Proc. US Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program, Colorado Springs, CO, 20–24 September. 1993. USGS. Reston, VA.
17. Flury M. Experimental evidence of transport of pesticides through field soils — a review // J. of Envir. Quality 1996. V. 25. P. 25–45.
18. Flury M., Wai N.N. Dyes as tracers for vadose zone hydrology // Reviews of Geophysics. 2003. V.41. P. 2–1–2–37.
19. FOCUS. Leaching models and EU registration. European Comission Document 4952/VI/95. 1995.
20. FOCUS. FOCUS groundwater scenarios in the EU review of active substances. EC Doc. Ref. SANCO/321/2000 rev2. 2000. INRA, Versailles.
21. Gerritse R.G. Column- and catchment-scale transport of cadmium: effect of dissolved organic matter // J. Contaminant Hydrol. 1996. V. 22. P. 145–163.
22. Guber A.K., Shelton D.R., Pachepsky Ya.A. Effect of manure on *Escherichia coli* attachment to soil // J. Environ. Qual. 2005. V. 34. P. 2086–2090.
23. Guber A.K., Shelton D.R., Pachepsky Y.A. Transport and retention of manure-borne coliforms in soil // Vadose Zone J. 2005. V. 4. P. 828–837.
24. Gustafson D.I., Holden L.R. Nonlinear pesticide dissipation in soil: A new model based on spatial variability // Environ. Sci. Technol. 1990. V. 24. V. 7. P. 1032–1030.
25. Hess K.M., Davis J.A., Kent D.B., Coston J.A. Multispecies reactive tracer test in an aquifer with spatially variable chemical conditions, Cape Cod, Massachusetts: dispersive transport of bromide and nickel // Water Resour. Res. 2002. V. 38. P. 1161–1178.
26. Šimůnek J., Šejna M., Saito H., Sakai M., van Genuchten M.Th. The hydrus-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Version 4.0 // HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA. 2008. P. 315.
27. Wusten J.H.M., Lilly A. HYPRES Database of hydraulic properties of European soils. Internet: <http://www.macaulay.ac.uk/hypres/>
28. INE (Instituto Nacional de Ecologia). Características de peligrosidad ambiental de los plaguicidas. Ed. INE, Mexico. 2000. 270 p.
29. Jarvis N.J., Jansson P.E., Dik P.E., Messing I. Modeling water and solute in macroporous soil. I. Model description and sensitivity analysis // J. of Soil Sci. 1991. V. 42. P. 59–70.
30. Johnson A.B. Saturated transport of atrazine under two tillage systems / Eds.: D.E. Stott, R.H. Mohtar and G.C. Steinhardt. Sustaining the global farm. 10th Int. Soil Conserv. Org. Meeting, Perdue University and USDA-ARS. 2001. P. 283–287.
31. Johnson E., Plimmer J.R., Kroll R.B., Pait A.S. The occurrence and distribution of pesticides in Chesapeake Bay / Eds.: S. Nelson and P. Elliot. Perspectives on Chesapeake Bay, 1994: Advances in Estuarine Sciences.

- Chesapeake Research Consortium, Edgewater, MD. 1994. P. 105–145.
32. *Jury W.A., Focht D.D., Farmer W.J.* Evaluation of pesticide groundwater pollution potential from standard indices of soil-chemical adsorption and biodegradation // *J. Environ. Qual.* 1987. V. 16. P. 422–428.
 33. *Kazemi H.V., Anderson S.H., Goyne K.W., Gantzer C.J.* Atrazine and alachlor transport in claypan soils as influenced by differential antecedent soil water content // *J. Environ. Qual.* 2008. V. 37. P. 1599–1607.
 34. *Legrand M.F., Costentin E., Bruchet A.* Occurrence of 38 pesticides in various French surface and ground waters // *Environ. Technol.* 1992. V. 12. P. 985–996.
 35. *Leistra M., van der Linden A., Boesten J.J., Tiktak A., van den Berg F.* PEARL model for pesticide behaviors and emissions in soil-plant systems: description of the processes // *Alterra Rep 13*, Wageningen University and Research Centre, Wageningen University, 2001. 115 p.
 36. *Magesan G.N., Bolan N.S., Lee R.* Adsorption of atrazine and phosphate as affected by soil depth in allophanic and non-allophanic soils // *New Zealand J. of Agric. Res.* 2003. V. 46. P. 155–163.
 37. *Moreno L., Neretnieks I., Eriksen T.* Analysis of some laboratory tracer runs in natural fissures // *Water Resour. Res.* 1985. V. 21. P. 951–958.
 38. *Neitsch S.L., Arnold J., Kiniry J.R., Williams J.R.* Soil and Water Assessment Tool (SWAT). Theoretical Documentation Version. Grassland Soil Water Research Lab. USDA-ARS. Blackland, Texas, 2005.
 39. *Neretnieks I., Moreno L.* Prediction of some in situ tracer tests with sorbing tracers using independent data // *J. Contaminant Hydrol.* 2003. V. 61. P. 351–360.
 40. *Robin M.J.L., Sudicky E.A., Gilham R.W., Kachanosky R.G.* Spatial variability of strontium distribution coefficients and their correlation with hydraulic conductivity in the Canadian Forces Base Borden Aquifer // *Water Resour. Res.* 1991. V. 27. P. 2619–2632.
 41. *Rowell D.L.* Soil science: methods and applications. Longman Scientific and Technical Publ. UK. 1994. 350 p.
 42. *Shinde D., Savabi M.R., Nkedi-Kizza P., V6zquez A.* Modeling transport of atrazine through calcareous soils from south florida // *Transactions of the ASAE.* 2001. V. 44(2). P. 251–258.
 43. *Skaggs T.H., Jaynes D.B., Kachanoski R.G.* Solute transport: data analysis and parameter estimation / Eds.: J.H. Dane and G.C. Topp. Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods. Soil Sci. Soc. Amer., Inc., Madison, Wisconsin, 2002. P. 1403–1434.
 44. The ARS Pesticide Properties Database. Internet: <http://www.ars.usda.gov/services/docs.htm?docid=14199>
 45. *Toride N., Leij F.J., van Genuchten M.Th.* The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments. Res. Report 137. USDA Publ., USA. 1999. 119 p.
 46. *Nemes A., Marcel G. Schaap M.G., Leij F.J.* UNSODA model: database and program for indirect methods of estimating unsaturated hydraulic properties // USDA Agricultural Research Service, 1999. Internet: <http://www.ars.usda.gov/Services/docs.htm?docid=8967>
 47. U.S. Environmental Protection Agency. National survey of pesticides in drinking water wells. USEPA Report. Washington, DC. 1992.
 48. *Van Genuchten M.T., Wierenga P. J., O'Connor G.A.* Mass transfer studies in sorbing porous media: III. Experimental evaluation with 2,4,5-T // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1977. V. 41. P. 278–285.
 49. *Vanderborght J., Vereecken H.* Review of dispersivities for transport Modeling in soils // *Vadose Zone J.* 2007. V. 6. P. 29–52.
 50. *Vereecken H., Weynants M., Javaux M., Pachepsky Y., Schaap M.G., van Genuchten M.Th.* Using pedotransfer functions to estimate the van Genuchten–Mualem soil hydraulic properties: A review // *Vadose Zone J.* 2010. V. 9(4). P. 795–820.
 51. *Vogeler I.* Copper and Calcium transport through an unsaturated soil column // *J. Environ. Qual.* 2001. V. 30. P. 927–933.
 52. *Wels C., Smith L., Vandergraaf T.T.* Influence of specific surface area on transport of sorbing solutes in fractures: an experimental analysis // *Water Resour. Res.* 1996. V. 32. P. 1943–1954.
 53. *Wusten J.H.M., Pachepsky Y.A., and Rawls W.J.* Pedotransfer functions: Bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics // *J. Hydrol.* 2001. V. 251. P. 123–150.
 54. *Zaki M.H., Moran D., Harris D.* Pesticides in groundwater: The aldicarb story in Suffolk county, N.Y. // *Am. J. Public Health.* 1982. V. 72. P. 1391–1395.
 55. *Zhang Y.-K.* Nonergodic solute transport in physically and chemically heterogeneous porous media // *Water Resour. Res.* 2003. V. 39(7). TNN-3. P. 1–8.

**ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧЕРНОЗЕМОВ ОБЫКНОВЕННЫХ
НА СОПРЕДЕЛЬНЫХ С ЛЕСНЫМИ МАССИВАМИ УЧАСТКАХ
СТЕПНЫХ ЛАНДШАФТОВ**

© 2012 г. А. М. Русанов¹, Е. Ю. Милановский², Ю. П. Верхошенцева¹,
С. Б. Воропаев¹, Л. В. Анилова¹

¹Оренбургский государственный университет, химико-биологический факультет,
460018, Оренбург, ГСП, пр. Победы, 13

²Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы
Поступила в редакцию 20.04.2010 г.

В степной зоне, в пределах Предуралья, на девяти стационарных ключевых площадках под естественной растительностью, расположенных по трансектам 34- и 2-километровой удаленности от лесных массивов разной площади (Бузулукский бор, 111 тыс. га и березового колка — около 15 га соответственно) исследованы пространственные изменения экологических условий гумусообразования, содержания и запасов гумуса, его фракционно-группового состава и амфифильных свойств, а также структурного состояния черноземов обыкновенных, плотности почвы и коэффициента впитывания. Установлено, что по мере удаления от леса уменьшаются запасы гумуса, происходит увеличение отношения С_{гк}/С_{фк}, возрастает доля гидрофильных фракций и амфифильно-нейтральной части органического вещества почв. Как следствие при движении в том же направлении уменьшаются значения коэффициента структурности (от 2.5–3.7 до 1.5–2.2), постепенно увеличивается плотность почв, уменьшается их водопроницаемость, оставаясь в диапазоне оптимальных значений.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах степной зоны распространение лесных массивов носит ограниченный, островной характер. Однако они занимают заметное место в структуре земельного фонда региона и оказывают существенное воздействие на природную среду, в первую очередь на смежные с ними территории. Лесная растительность аккумулирует в лесных экосистемах значительное количество влаги, в том числе атмосферной. Именно с влагой, с такими ее физическими свойствами как высокая теплоемкость и теплопроводность, связано формирование мезоклимата лесного массива. Высокая влажность и относительно пониженная температура леса распространяется и на сопредельные с ним территории. Вокруг леса формируется относительно мягкий, в меньшей степени континентальный мезоклимат. Уменьшаются колебания суточных и сезонных температур, увеличиваются влажность воздуха и высота снежного покрова. В этой связи большой научный и практический интерес представляет исследование влияния леса на условия почвообразования, экологию почв и, как следствие, на изменения физических свойств черноземов, расположенных между лесом в степи и собственно степью. В данной работе предпринята попытка не только обобщить полученный ранее по этой теме материал Русанова [14, 15], Коршиковой [6], Русанова с соавт. [16],

Верхошенцевой [3], Воропаева [4], но и дополнить его результатами новых исследований.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для детального выявления процессов почвообразования на сопредельных с лесом пространствах вблизи Бузулукского бора — крупного лесного массива, приуроченного к западной окраине Общесыртовской возвышенности — были выбраны шесть выровненных стационарных площадок с ненарушенной естественной растительностью на обыкновенных черноземах. Среднее расстояние между площадками составляло 7–9 км: первый участок находился в непосредственной близости от леса, на его опушке; последний, шестой участок, располагался на расстоянии 34 км на восток от соснового леса.

Кроме того, были исследованы черноземы обыкновенные, расположенные на Пронькинском стационаре. Работы проводились в центральной части Общего Сырта, вблизи березового колка площадью около 15 га. Первая площадка располагалась на краю леса, вторая — на расстоянии 1 км и третья — 2 км от него. Все исследованные черноземы имели идентичный гранулометрический состав — среднесуглинистый и сформированы на одинаковых почвообразующих породах — на пермских желто-бурых карбонатных глинах.

Таблица 1. Состав и свойства естественных фитоценозов прилегающих к Бузулукскому бору ландшафтов

Показатель	Ассоциация; № площадки					
	кострецово-разнотравная; 1	разнотравно-кострецовая; 2	разнотравно-тонконоговая; 3	разнотравно-ковыльно-типчакковая; 4	ковыльно-типчакковая; 5	полынно-ковыльно-типчакковая; 6
Общее проективное покрытие, %	60–70	75–85	70–75	65–70	55–65	55–60
Наземная фитомасса, ц/га	80.4	107.7	72.3	51.6	30.1	25.8
Подземная фитомасса	2.0	2.8	3.1	3.4	4.7	5.5
Наземная фитомасса						

Геоботаническое описание проводилось методом пробных площадок [13]. Температура почвы измерялась путем заложения температурных датчиков на глубину 20 см. Микробиологическая активность почв определялась методом Вострова и Петровой [5]. Содержание гумуса исследовались по методу Тюрина [18], а его фракционного-групповой состав по Пономаревой и Плотниковой [12]. Качественное изучение амфифильных свойств органического вещества почв проводилось методом хроматографии гидрофобного взаимодействия (ХГВ), разработанным Милановским [8, 9]. Также традиционными методами изучались структурное состояние черноземов, плотность почвы, коэффициент впитывания [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Установлено, что в зоне влияния Бузулукского бора наибольшая высота снежного покрова на конец марта (средние данные за 2006–2009 гг.) наблюдалась на прилегающем к лесу участке (55 см); по мере удаления от бора высота его уменьшалась и на последнем участке она составляла 13 см.

Различия в снежном покрове проявляются в водном балансе черноземов. В метровой толще почв запасы влаги в начале и в конце вегетационного периода равнялись на первой площадке 385.0 и 197.0 мм соответственно и, постепенно сокращаясь, на более отдаленных участках составили 216.6 и 133.6 мм (шестая площадка) соответственно.

Выполненные замеры температуры на глубине 20 см показали, что различия между первыми двумя точками наблюдения и пятой–шестой точками составили до 2.5°C. При кажущейся незначительной разнице температур почв участков катены около и вдали от лесного массива, следует отметить, что необходимо рассматривать температурный режим не самостоятельно, а в совокупности с водным режимом черноземов. Высокие запасы влаги на примыкающих к сосновому лесу пространствах, вместе с близкими к оптимальным температурными показателями, создают относи-

тельно благоприятные условия для роста и развития растений, чем на отдаленных от леса территориях, где практически такой же температурный режим сочетается с дефицитом почвенной влаги.

Исследования интенсивности микробиологической активности почв по уменьшению веса льняной ткани за 30 дней на глубине 20 см показали, что по этому признаку черноземы, расположенные на первых трех ключевых участках, на 47–59% превосходили свои аналоги, приуроченные к противоположной стороне катены [1].

Под влиянием своеобразных гидротермических и микробиологических условий, связанных с сочетанием мягкого мезоклимата соснового леса и сухого климата степи, формируется естественный растительный покров окружающего лес пространства. Растительное сообщество меняется от кострецово-разнотравного на опушке до полынно-ковыльно-типчаккового на самом удаленном от леса участке. Почти в два раза уменьшается величина общего проективного покрытия, а также количество ярусов и подъярусов. Средняя высота травостоя уменьшается с 65–70 до 55–60 см, а общие запасы фитомассы уменьшаются с 241.3 ц/га на первом и с 409.3 ц/га на втором участке до 167.9 ц/га на шестом. Возрастает отношение подземной биомассы к надземной. Это надежный показатель возрастающей ксерофитизации климата и растительности (табл. 1).

В зависимости от биоклиматических условий меняется генетический профиль черноземов [7]. Анализ полученных морфологических данных свидетельствует об уменьшении мощности гумусово-аккумулятивного гор. А + АВ с 66–76 см в почвах первой и второй площадок до 37 см в черноземах восточного края катены.

Для предсказания эволюции и научно-обоснованного использования черноземов определяющее значение имеют физические свойства почв. Эти свойства сравнительно консервативны, но, как правило, интегрально отражают и закрепляют в твердофазной матрице происходящие экологические изменения. На основе полученных результатов о структурно-агрегатном составе целинных

Таблица 2. Коэффициент структурности ($K_{стр}$) обыкновенных черноземов на территориях, прилегающих к Бузулукскому бору и Пронькинскому стационару

Глубина, см	Бузулукский бор						Пронькинский стационар		
	номер ключевого участка								
	1	2	3	4	5	6	1	2	3
0—10	2.1	3.1	2.5	2.4	2.1	1.6	2.5	2.9	1.9
10—20	1.8	3.7	2.3	2.2	2.2	1.5	1.9	2.4	1.7
20—30	2.3	3.2	2.8	1.9	1.7	1.9	1.5	1.5	1.3
30—40	2.0	2.7	2.9	1.8	1.3	1.1	1.3	1.9	1.3
40—50	1.7	1.6	1.9	1.4	1.1	1.3	1.2	1.4	1.2

Таблица 3. Плотность обыкновенных черноземов на территориях, прилегающих к Бузулукскому бору и Пронькинского стационара, г/см³

Глубина, см	Бузулукский бор						Пронькинский стационар		
	номер ключевого участка								
	1	2	3	4	5	6	1	2	3
0—10	0.86	0.92	1.06	1.12	1.06	1.15	0.87	1.0	1.12
10—20	1.03	1.09	1.13	1.05	1.03	1.13	0.92	1.08	1.11
20—30	1.14	1.13	1.11	1.18	1.20	1.23	1.13	1.12	1.20
30—40	1.13	1.15	1.16	1.16	1.27	1.26	1.26	1.24	1.22
40—50	1.20	1.24	1.24	1.22	1.25	1.28	1.32	1.37	1.33

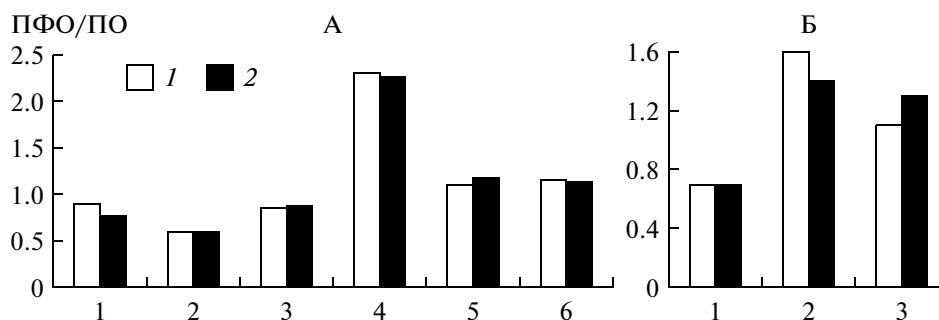
черноземов была проведена комплексная эколого-агрофизическая оценка влияния леса на этот важнейший показатель физических свойств почв [17]. Установлено, что под влиянием изменяющихся факторов почвообразования меняется структурное состояние черноземов. Одним из информативных показателей структурного состояния почв является коэффициент структурности. Он достигает максимума в зоне влияния леса, на втором и третьем участках, где коэффициент структурности в слое 0–40 см колеблется от 2.3 до 3.7 и постепенно уменьшается до 1.5–2.2 в корнеобитаемом слое в почвах 5 и 6 участков (табл. 2).

Другой характеристикой физических свойств почв является их плотность. Полученные данные по исследованию этого показателя приведены в табл. 3, которые свидетельствуют об увеличении плотности черноземов по мере удаления от лесного биогеоценоза.

От структурного состояния почв и их плотности зависит водопроницаемость черноземов. Максимальные показатели водопроницаемости наблюдаются на первых двух участках (295 и 175 мм/час соответственно). По мере удаления от лесного массива водопроницаемость уменьшается, достигая на наиболее удаленном участке катены величин 122 мм/час.

Таким образом, можно сделать вывод, что физические свойства обыкновенных черноземов (структурное состояние, плотность и водопроницаемость), находящихся близ леса (1–3 ключевые участки) имеют лучшие показатели, чем на удаленных от бора площадках. Это обстоятельство стало возможным благодаря влиянию Бузулукского бора, который для окружающей его территории является мощным климатообразующим фактором. Трансформируя параметры гидротермических характеристик, лес влияет на естественную травянистую растительность и обуславливает пространственную динамику показателей важнейших физических свойств почв. Среди сочетания многих процессов почвообразования, разной интенсивности и направленности, под влиянием которых формируются физические свойства почв, следует выделить процессы гумусообразования, так как прежде всего органическое вещество почв, трансформируя физические параметры минеральной массы, создает необходимый фундамент для выполнения почвами биосферных функций.

Экологические условия гумусообразования при движении в направлении опушка бора — степь по совокупности абиотических и биотических показателей значительно меняются, что яв-



Отношение ПФО/ПО в черноземах обыкновенных близ Бузулукского бора (А, площадки 1–6) и Пронькинского стационара (Б, площадки 1–3) на глубинах 0–20 (1) и 20–40 (2) см.

ляется предпосылкой для ожидания изменений в гумусовом состоянии исследуемых черноземов.

Важную роль в формировании гумусового состояния почв играют их ферментативные свойства. Об активности и направленности процессов гумусообразования можно судить по количеству оксидоредуктаз: пероксидазы (ПО), которая участвует в процессах окисления органического вещества почв вплоть до его минерализации, и полифенолоксидазы (ПФО), катализирующей превращение органических соединений в компоненты гумусовых веществ [11, 19].

Для оценки направленности процесса гумусообразования используют показатель гумификации, определяемый по отношению активности ПФО к ПО [19]. При этом исходят из представления, что полифенолоксидаза играет ведущую роль в процессах новообразования гумуса, а пероксидаза — в его минерализации. Значение коэффициента гумификации на четвертом, пятом и шестом участках оказалось больше или около единицы, а в почвах первых участков — меньше. Это свидетельствует о том, что на момент исследования (июнь 2007 г.) в черноземах целинных ландшафтов, расположенных ближе к бору, преобладали процессы минерализации почвенного гумуса над его образованием (рис. 1А). Аналогичные исследования, выполненные в конце июля, в период летних засух, выявили обратную картину — процессы гумусообразования оказались более интенсивными в почвах примыкающих к бору ландшафтов. Следовательно процессы гумусообразования и минерализации гумуса под влиянием мезоклимата леса не совпадают как во времени, так и в пространстве.

Незаменимым условием, определяющим формирование системы показателей физических свойств почв, является содержание и состав гумуса. Он влияет на коллоидные свойства почв, обеспечивая необратимую коагуляцию коллоидных систем — основы образования водоустойчивой структуры, от которой, в свою очередь, зависят едва ли не все другие их физические свойства. Со-

держание гумуса в почвах второго — пятого участков характеризуется как высокое (более 6.0%) и составляет 8.7–6.6%, а на последней площадке, находящейся на значительном расстоянии от бора, в среднем 5.6%.

Пониженное содержание гумуса (3.7%) в почве первой ключевой площадки, расположенной в непосредственной близости от соснового леса, связано с определяющим влиянием леса на процессы почвообразования. Свидетельством тому является относительно меньший растительный опад, присутствие в нем хвои, преобладание в естественном травостое видов — мезофитов, высокое увлажнение, относительно пониженная температура почв в течение вегетационного периода. Запасы гумуса в слое 0–20 см, оказались максимальными в почвах второго участка и были минимальны в почвах шестой стационарной точки наблюдения (200.7 и 145.6 т/га соответственно).

Тип гумуса почв всех представленных участков (0–20 см), за исключением первого, характеризуется как гуматный, при этом отношение С гк/С фк по мере удаления от бора постепенно возрастает с 2.1–2.2 до 2.8. На первом участке выявлен фульватно-гуматный тип гумуса (С гк/С фк менее 1.5), что не является признаком черноземного типа почв. Определением качественного состава гумуса установлено, что максимальное значение величины С гк/С фк характерно, в основном, для нижней части гумусового горизонта. Возможно, это связано с тем, что эволюция черноземов сопровождается процессом накопления “зрелого” гумуса гуматного состава, для образования которого необходим длительный период.

Кроме фракционно-группового состава гумуса большое влияние на формирование физических свойств черноземов оказывают амфифильные свойства гумусовых веществ (ГВ), соотношение гидрофобных и гидрофильных фракций ГВ, участвующих в формировании структуры почв, ее агрегатного состава [10, 20, 21]. Их исследование осуществлялось методом хроматографии гидрофобного взаимодействия. Первые две фракции

Таблица 4. Относительное содержание хроматографических фракций (1–5) в составе ГВ обыкновенных черноземов, %

Фракции ГВ	Бузулукский бор						Пронькинский стационар		
	номер ключевого участка								
	1	2	3	4	5	6	1	2	3
1	32.3	20.1	23.9	26.3	32.2	32.2	21.2	23.3	23.0
2	9.1	12.1	14.0	14.3	15.2	15.3	13.5	14.8	15.0
3	13.1	25.2	24.8	20.2	22.2	22.1	23.0	26.8	26.1
4	41.6	41.2	36.1	37.6	29.5	29.5	40.9	33.8	34.8
5	3.9	1.4	1.2	1.6	0.9	0.9	1.5	1.2	1.1
$\Sigma(1, 2, 3)/\Sigma(4, 5)$	1.2	1.3	1.7	1.6	2.3	2.3	1.4	1.9	1.8

ГВ элюируются с колонки при негативном градиенте концентрации сульфата аммония в элюенте. ГВ третьей фракции десорбируются нейтральным раствором 0.05 М ТРИС-НСl. Дальнейшее элюирование ГВ происходит в присутствии детергента и щелочной реакции среды. Выявленная общая тенденция заключается в том, что по мере удаления от лесных массивов из-за смены экологически значимых показателей происходит уменьшение относительного содержания ГВ в составе гидрофобных фракций и увеличение гидрофильных (табл. 4). Наиболее отчетливо эта тенденция выражена для второй фракции (амфифильно сбалансированных ГВ) и наиболее гидрофобных компонентов гумусовых веществ (4 и 5 фракции).

Вероятно, это обстоятельство связано как с общей аридизацией климата по мере удаления от лесного массива, так и экологическими условиями гумификации при повышенной влажности и глубокого залегания карбонатов в профиле почв первой и второй площадок и может быть использовано в качестве косвенного диагностического показателя подтиповых отличий гумуса.

Таким образом, в гумусовом горизонте исследуемых черноземов наблюдается незначительное преобладание гидрофильных компонентов, которое существенно возрастает в черноземах крайневосточных разрезов. Отношение площадей фракций $\Sigma(1, 2, 3)/\Sigma(4, 5)$, равное 1.2–1.3, можно рассматривать как показатель оптимального соотношения в составе органического вещества почв гидрофобных составляющих, участвующих в формировании водоустойчивых почвенных агрегатов, и гидрофильных компонентов, которые представляют собой основной запас легкодоступных питательных веществ, способных к миграции по почвенному профилю [8, 9]. Учитывая высокое содержание гумуса в изучаемых черноземах, есть все основания полагать, что их структура обладает устойчивостью к внешним воздействиям, а почвы обогащены значительными запасами питательных веществ.

Следовательно, динамика комплекса экологических условий почвообразования закономерным образом отразилась на гумусном состоянии почв, расположенных в пределах катены. Отличия в гумусовом статусе черноземов затронули не только показатели его содержания и запасов, но и его качественные характеристики — фракционно-групповой состав и амфифильные свойства, которые, имея важное самостоятельное значение, непосредственно влияют на сочетание свойств, характеризующих физическое состояние черноземов.

Кроме того установлено, что воздействие соснового леса на условия почвообразования и основные физические свойства черноземов распространяются на расстояние до 20 км от опушки бора.

Для подтверждения полученных данных были проведены исследования черноземов обыкновенных центральной части Общесыртовской возвышенности.

Проведенными замерами установлено, что на территории первой площадки высота снежного покрова на конец зимы составила 31 см, а на третьей — 22 см. Запасы влаги после таяния снега в метровой толще почв составили на первом участке 326, на второй — 230 и на третьей — 206 мм. Определение температуры на поверхности почв на глубине 20 см за летний период показали, что территории первого и второго участков мало отличались между собой по этому показателю, а на поверхности третьего участка температура в среднем оказалась на 2°C выше, чем на первом. Таким образом, с влиянием лесного массива связано изменение мезоклимата сопредельных территорий, а из-за небольшой площади лесного колка это влияние распространяется лишь на 1–1.5 км от него. Под непосредственным влиянием леса произошла смена естественной растительности. Травянистый покров представлен разнотравно-кострцовым сообществом на опушке леса, разнотравно-кострцово-типчаковым на второй исследуемой площадке и ковыльно-типчаковым — на третьем участке. По мере удаления от леса происходит и

постепенное сокращение общего проективного покрытия с 65–70% на первом участке до 55% на третьем.

Судя по уменьшению веса льняной ткани за 30-дневную экспозицию в верхнем слое чернозема наибольшей микробиологической активностью обладали почвы первого и второго участков (убыль составила 28.0 и 29.2% соответственно), наименьшей – почвы третьей площадки, где вес ткани сократился на 18.7% [1].

Расчет коэффициента гумификации по отношению активности полифенолоксидазы к активности пероксидазы (июнь, 2007 г.) в слое 0–20 и 20–40 см (рис. 1Б) выявил, что это значение оказалось больше в почвах второго и третьего участков, что свидетельствует о направленности гумификации в сторону новообразования.

Мощность гумусово-аккумулятивного горизонта уменьшается с 57 см на территории около леса до 37 см на третьей точке опробования.

Максимальное содержание гумуса в слое 0–20 см отмечено на второй исследуемой площадке – 5.7, минимальное – на последней – 4.8%. Запасы гумуса в слое 0–20 см являются высокими на второй точке опробования (119.3 т/га) и незначительно уменьшаются на первом и третьем участках, 102.9 и 104.8 т/га соответственно. Аналогичная динамика отмечена и в слое 0–50 см.

Изучение фракционно-группового состава гумуса показало, что для данных почв, так же как и для черноземов, прилегающих к Бузулукскому бору, характерен гуматный тип гумуса. По мере удаления от лесного массива происходит увеличение отношения С гк/С фк. Максимальное его значение (3.0) характерно для нижней части гумусового горизонта последней площадки. Наиболее существенную роль в качественном составе гумуса черноземов играет фракция ГК-II, связанная с кальцием.

От первой к третьей площадке происходит уменьшение в составе ГВ доли гидрофобных фракций и возрастает доля амфифильно-нейтральной части гумуса, свидетельствуя о наличии в них определенного резерва гумусовых веществ, которые еще не обрели своих гидрофобных или гидрофильных признаков (табл. 4).

Оценка структурно-агрегатного состава черноземов Пронькинского стационара по коэффициенту структурности показала, что максимальное его значение достигается в верхних горизонтах почв второго участка – 2.9. Минимальный его показатель наблюдается в черноземах на третьем участке – 1.9 (табл. 2). Таким образом, структурное состояние почв примыкающих к березовому лесу территорий меняется по мере удаления от лесного массива. В том же направлении меняется их плотность (табл. 3) – с 0.87 в почвах первой наблюдательной площадки до 1.12 г/см³ в чернозе-

мах последней (0–20 см); и уменьшается водопроницаемость – с 475 до 194 мм/час, оставаясь в пределах оптимальных значений.

Следовательно, проведенные исследования на территории Пронькинского стационара, где объектом работ послужили обыкновенные черноземы, приуроченные к целинным выровненным ландшафтам, находящимся в зоне воздействия мезоклимата, сформированного под влиянием небольшого березового колка, в целом подтвердили результаты, полученные при исследовании почв, находящихся в зоне мезоклимата и других экологически значимых факторов, связанных с климатообразующей деятельностью значительного по площади (111 тыс. га) Бузулукского бора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В степной зоне на прилегающих к сохранившимся лесам пространствах формируются особые, не свойственные степи экологические условия почвообразования, и образуются почвы, свойства которых существенно отличаются от зональных (подзональных) черноземов обыкновенных настоящей степи. Эти отличия, затрагивая незаменимую составляющую любого почвенного тела – органическую часть почв, в наибольшей степени проявляются в его важнейших физических свойствах: структурно-агрегатном составе, плотности почв, водопроницаемости. Подобное явление стало возможным благодаря расположению этих черноземов на границе двух контрастных экосистем – степи и леса, в пределах которой почвообразование происходит под влиянием сочетания разных по природе факторов. Зона влияния леса на физические свойства почв окружающих степных территорий зависит от площади лесного массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анилова Л.В. Биологические свойства целинных черноземов Оренбургского Предуралья // Актуальные проблемы экологии и пути их решения. Мат-лы межд. научно-практ. конф. Семипалатинск, 2006. С. 51–54.
2. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств и грунтов. М.: Агропромиздат, 1986. 256 с.
3. Верхошеницева Ю.П. Экология гумусообразования почв прилегающих к лесу территорий. Автореф. дис. ... канд. биол. н. Оренбург, 2009. 17 с.
4. Воропаев С.Б. Экология и физические свойства степных черноземов прилегающих к лесу ландшафтов. Автореф. дис. ... канд. биол. н. Оренбург, 2009. 17 с.
5. Востров Н.С., Петрова А.Н. Определение биологической активности почв различными методами // Микробиология. 1961. Т. 30. № 4. С. 665–672.

6. Коршикова Н.А. Влияние Бузулукского бора на биогеоценозы прилегающих территорий. Автореф. дис ... канд. биол. н. Оренбург, 2007. 17 с.
7. Лебедева И.И. Генетический профиль черноземов и его изменения в зависимости от биоклиматических условий. М.: Колос, 1974. С. 84–109.
8. Милановский Е. Ю. Амфифильные компоненты гумусовых веществ почв // Почвоведение. 2000. № 6. С. 706–715.
9. Милановский Е.Ю. Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
10. Милановский Е.Ю., Шеин Е.В. Функциональная роль амфифильных компонентов гумусовых веществ в процессах гумусо-структурообразования и в генезисе почв // Почвоведение. 2002. № 10. С. 1206–1213.
11. Надежкин С.М. Изучение взаимосвязи органического вещества с продуктивностью культур и моделирование гумусного состояния почв лесостепи Среднего Поволжья // Методы исследований органического вещества почв. М.: Россельхозакадемия — ГНУ ВНИПТИОУ, 2005. С. 29–43.
12. Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование. Л.: Наука, 1980. 224 с.
13. Раменский Л.Г. Введение в комплексное почвенно-ботаническое обследование земель. М.: Сельхозгиз, 1938. 478 с.
14. Русанов А.М. Биоразнообразие растений и почв прилегающих к Бузулукскому бору ландшафтов // Экология. 2007. № 1. С. 13–17.
15. Русанов А.М. Бузулукский бор как фактор локальной инверсии почвенных подзон Высокого Заволжья // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 64–68.
16. Русанов А.М., Шеин Е.В., Милановский Е.Ю. Влияние Бузулукского бора на прилегающие ландшафты и свойства почв // Почвоведение. 2008. № 2. С. 146–152.
17. Теория и методы физики почв Коллективная монография / Под ред. Е.В. Шеина и Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
18. Тюрин И.В. Органическое вещество почв и его роль в почвообразовании и плодородии. Л.: Сельхозгиз, 1937. 268 с.
19. Хазиев Ф.Х. Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 2005. 252 с.
20. Chiou C.T., Poster P.E., Schmedding P.W. Partition equilibria of nonionic organic compounds between soil organic matter and water // Env. Sci. Technol. 1983. V. 17. P. 227–231.
21. Karickhoff S.W., Brown D.S., Scott T.A. Sorption of hydrophobic pollutants on natural sediments // Water Res. 1979. V. 13. P. 241–248.

СТРУКТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ ПОГРЕБЕННЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ПОЧВ СОЛОНЦОВОГО КОМПЛЕКСА СУХОСТЕПНОЙ ЗОНЫ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ*

© 2012 г. Б. Н. Золотарева, А. В. Бухонов, В. А. Демкин

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290,
Пушино Московской обл., ул. Институтская, 2*

e-mail: azol2003@rambler.ru

Поступила в редакцию 13.09.2010 г.

Проведено сравнительное изучение структурного состояния современных и погребенных под валом Анны Иоанновны (1718–1720 гг.) почв солонцового комплекса на юге Приволжской возвышенности. Установлено, что дегумификация и кальцинированность поглощающего комплекса определяют состояние макроструктуры каштановой почвы, погребенной около 300 лет назад. Первая вызывает резкое уменьшение водопрочности агрегатов, а подавляющая доля Ca^{2+} в ППК удерживает разрушение агрегатов палеокаштановой почвы от распыленности, поддерживая агрегированное состояние при увлажнении. В солонцах за прошедшие 300 лет в состоянии макроструктуры не отмечено значимых изменений.

ВВЕДЕНИЕ

Сопряженное изучение палеопочв, погребенных под искусственными разновозрастными насыпями, и находящихся в непосредственной близости от них современных фоновых почв в аналогичных литолого-геоморфологических условиях позволяет выявить изменение почвенных характеристик при погребении, оценить их устойчивость во времени и реконструировать условия почвообразования в прошлые эпохи.

В ряду основных видов деградации почв в результате практически моментального погребения первое место вполне обоснованно отводится деградации их физико-химических свойств и дегумификации, особенно активной в первые годы после погребения [4, 13, 14]. Известно, что дегумификация в современных почвах сопровождается их физической деградацией, поскольку формирование структуры почв требует как физической компоновки частиц, так и их стабилизации, которая в значительной степени зависит от органических веществ, связывающих минеральные частицы друг с другом и глинистыми минералами [11, 19, 22–26, 29–31].

Структурное состояние выступает интегральным показателем процессов метаморфизма почв под влиянием самых разнообразных воздействий, отражая современный этап их развития. Оценке структурного состояния каштановых почв и солонцов посвящены работы, связанные прежде

всего с выявлением изменений в структурном составе почв под влиянием хозяйственной деятельности человека, особенно периода освоения целинных земель и строительства гидротехнических сооружений (Куйбышевская и Волгоградская ГЭС), позволивших широко применять орошение во многих районах сухостепной зоны. Впервые достаточно полно охарактеризованы физические свойства и режимы каштановых почв юго-востока Европейской части СССР в монографии Вадюниной, обобщившей 20-летний опыт изучения изменений каштановых почв в регионе под влиянием земледелия и различных мелиораций [9]. Было показано, что физика твердой фазы каштановых почв и структура в значительной степени определяются ее дисперсным состоянием. Низкая влажность и высокая температура, низкое содержание гумуса влияют на агрегацию и сложение почв. В последующий период продолжались исследования, которые касались изучения проблем регулирования физических свойств каштановых почв и солонцов в связи с их орошением и мелиорацией [3, 5–8, 12, 15, 17–19]. Было отмечено оглинивание каштановых почв благодаря подщелачиванию и диспергации верхних горизонтов; формирование мало водопрочной структуры коагуляционно-тиксотропного типа, быстро самоуплотняющейся после распахки [8, 16, 18, 21]. Исследовались механизмы стабилизации структурных отдельностей и факторы, регулирующие распределение и трансформацию органического вещества в почвах солонцового комплекса в связи с особенностями минералогического состава отдельных размерных фракций [1, 20, 22–24, 30, 31].

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-04-00233, 09-04-00652) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

Таблица 1. Морфологические свойства современных и погребенных почв (вал Анны Иоанновны Волгоградская обл.)

Показатель	Разрезы, почвы (приведены средние значения и стандартное отклонение, $n = 8-14$)			
	разр. 692, погребенная	разр. 691, современная	разр. 718, погребенная	разр. 715, современная
Мощность горизонтов, см:				
A1	11 ± 1	12 ± 2	15 ± 1	12 ± 0.6
A1 + B1	34 ± 2	32 ± 8	34 ± 4	35 ± 3
Глубина вскипания, см	35 ± 4	30 ± 13	37 ± 9	31 ± 7
Новообразования карбонатов	белоглазка, пропитка	белоглазка, пропитка	белоглазка, пропитка	белоглазка, пропитка
Средний размер белоглазки, мм	7 ± 2	7 ± 2	7 ± 2	7 ± 2
Частота встречаемости белоглаз- ки, шт./дм ²	9 ± 3	7 ± 2	7 ± 2	9 ± 3
Глубина залегания легкораствори- мых солей, см	113	111 ± 27	до 140 нет	108 ± 18
Глубина залегания аккумуляций гипса, см	113	111 ± 27	до 140 нет	108 ± 18
Почва	Солонец средний выщелоченный	Солонец средний выщелоченный	Каштановая оста- точно-солонцеватая	Каштановая солон- цеватая глубоко сол- ончаковатая

Основной задачей настоящей работы является изучение изменений структурного состояния почв солонцового комплекса за 300 лет в ходе их естественной эволюции с целью выявления “стабильных” к увлажнению структурных фракций, отражающих современные процессы в фоновых почвах и возможные диагенетические трансформации палеопочв после их погребения. Изменения качества структуры почв за историческое время (сотни лет) обсуждаются впервые.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились в сухостепной зоне на юге Приволжской возвышенности (Волгоградская обл.). Объектами изучения послужили каштановая почва и солонец, погребенные под валом Царицынской линии (вал Анны Иоанновны) в 1718–1720 гг., а также их современные аналоги на прилегающем целинном участке. Исследованный участок вала расположен на вершине плоского водораздела (абсолютная высота 60–62 м) рек Сакарка и Россошка (левые притоки Дона). Он имеет ширину в основании 15 м, его высота составляет 2.5 м. Почвообразующими породами являются лёссовидные карбонатные засоленные суглинки. Грунтовые воды расположены на глубине более 20 м. Растительный покров представлен полынно-типчаковой ассоциацией с проективным покрытием 50–60%. Почвенный покров исследованного участка (в настоящее время и около 300 лет назад) представлен каштановыми почвами

различной степени засоленности и солонцеватости, и солонцами.

При изучении погребенных и современных почв солонцового комплекса было заложено две пары опорных разрезов и несколько 60-сантиметровых прикопок в ареалах современных каштановых почв и солонцов. Обобщенная морфологическая характеристика исследуемых почв (табл. 1) показывает заметное пространственное варьирование индикаторных морфологических признаков. Палеопочвы исследуемых комплексов имеют близкие мощности гумусового горизонта (A1 + B1) и глубину вскипания от карбонатов, но заметно различаются по глубине залегания легкорастворимых солей и гипса. За прошедшие с момента погребения 300 лет в современных почвах комплекса в среднем на 5–6 см поднялась глубина вскипания от HCl, на 17–28 см переместилась ближе к поверхности верхняя граница солевой и гипсовой аккумуляций. Эти данные свидетельствуют о большей засушливости климата в настоящий период. Средняя скорость восходящей миграции карбонатов в почвах солонцового комплекса за 300 лет составила 0.19 мм в год, солей и гипса – 0.56 и 0.93 мм в год, соответственно. Физико-химическая характеристика конкретных профилей исследуемых почв представлена на рис. 1. Отчетливо выявляется подобное распределение в профилях погребенных и современных почв комплекса основных физико-химических параметров, что определяется генетически общей приро-

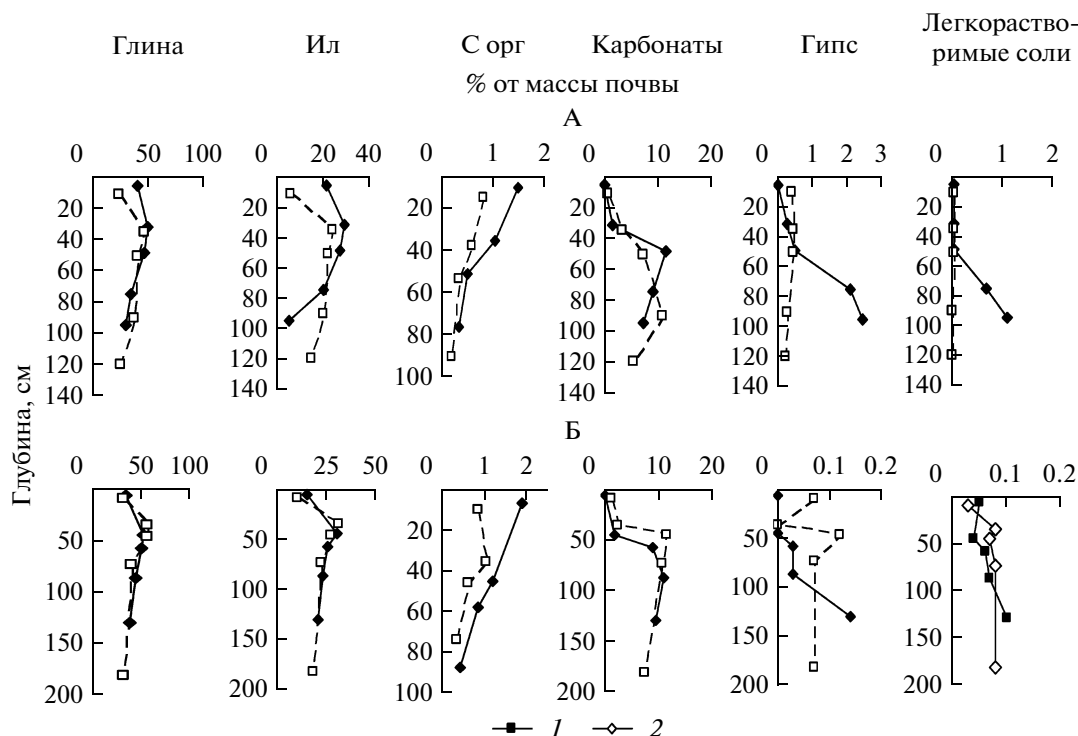


Рис. 1. Распределение глины, ила, органического углерода, карбонатов, гипса и легкорастворимых солей по профилю почв Приволжской возвышенности. Здесь и далее: А – каштановые почвы, Б – солонцы, 1 – современная почва, 2 – погребенная почва.

дой почв. На графиках хорошо различимы отличия, зафиксированные при морфологическом анализе. Гранулометрический состав почв средне-тяжелосуглинистый. Распределение глины и ила в профилях погребенных и современных почв подобно, дифференцировано и показывает накопление илистых частиц в средней части профилей – иллювиальных горизонтах, с максимальным перераспределением тонкодисперсных фаз в солонцах (рис. 1, А, Б). Установлено различие таких свойств погребенных и современных каштановых почв и солонцов, как рН, содержание гумуса, гипса, легкорастворимых солей и соотношения $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ в обменном комплексе. Изменение одних характеристик, например, содержания и состава гумуса, связано с процессами диагенеза в погребенных почвах, тогда как изменения содержания и распределения карбонатных, солевых и гипсовых аккумуляций в профилях дневных почв вызваны климатическими флуктуациями от более увлажненных (300 лет назад) к более засушливым (в настоящее время) условиям.

Реакция среды исследуемых каштановых палеопочв слабощелочная, рН изменяется в профиле от 7.6 до 8.0, в палеосолонцах – щелочная, с изменениями рН от 8.3 до 8.7, и в обеих почвенных системах достаточно устойчива в профиле (табл. 2). Контрастные кислотно-щелочные условия создаются в профилях современных почв. Вследствие разложе-

ния свежего растительного опада в гумусово-аккумулятивных горизонтах современных почв реакция среды нейтральная со значениями рН 7.0–7.1. Она становится щелочной в иллювиальных горизонтах со значениями рН 7.9–8.3.

Содержание и профильное распределение гумуса в исследуемых почвах, а также послойные запасы в метровой толще представлены на рис. 1, 2. Согласно данным минерализационные потери С орг из верхнего 50-сантиметрового слоя погребенной каштановой почвы и палеосолонца одинаковы и достигли в диагенезе 36%. Однако по величине потерь углерода из гумусового слоя (A1 + B1), почвы заметно различаются: 32% С орг от исходного содержания минерализуется в каштановой палеопочве и 42% – в погребенном солонце. Характер минерализации также различается. В каштановой погребенной почве величины потерь С орг из гор. A1 и B1 близки, тогда как в палеосолонце потери органического углерода из иллювиального горизонта в 1.3 раза выше, чем из гор. A1. Возможно, это связано с перераспределением микробного сообщества в солонцах, вызванного иссушением гор. A1.

Катионообменная емкость гумусового слоя (A1 + B1) почв, выражаемая величиной суммы обменных оснований, в значительной степени связана с гранулометрическим составом, корре-

Таблица 2. Некоторые физико-химические свойства и характеристики макроструктуры современных и погребенных почв каштаново-солонцового комплекса Нижнего Поволжья

Гори- зонт	pH вод- ный	Обменные основания, % от суммы			Характеристики макроструктуры									
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	<i>K</i> стр	Водопроч- ность, %	<i>Dc</i>	<i>Hc</i>	<i>Dm</i>	<i>Hm</i>	<i>Ds</i>	<i>Hs</i>	<i>S</i>	<i>Rmc</i>
Каштановая солонцеватая глубоко солончаковатая фон, разр. 715														
A1	7.1	75	20	1	3.2	38	1.8	3.1	0.37	1.5	0.56	1.9	46	1.8
B1	8.0	78	19	2	5.7	50	2.7	2.9	0.57	1.9	0.96	2.3	57	2.3
B2ca	8.2	—	—	—	5.3	25	3.2	2.9	0.31	1.2	3.54	1.9	69	3.0
Каштановая остаточно-солонцеватая погребенная, разр. 718														
A1	7.6	86	11	1	0.9	58	5.3	2.7	0.96	2.2	1.31	2.4	57	5.0
B1	7.6	82	16	1	1.6	55	6.6	2.5	0.97	2.2	2.37	2.1	78	6.1
B2ca	7.9	—	—	—	0.7	45	7.8	2.0	0.67	1.9	2.41	2.2	85	7.6
Солонец средний выщелоченный фон, разр. 691														
A1	7.0	73	21	0.5	2.2	34	2.5	3.0	0.39	1.5	0.40	2.4	44	5.6
B1	7.6	65	33	1	2.1	54	4.9	2.9	0.61	2.0	1.17	3.1	60	7.4
B2ca	8.6	—	—	—	1.1	45	6.6	2.7	0.42	1.7	0.98	2.1	78	7.8
Солонец средний выщелоченный погребенный, разр. 692														
A1	8.3	78	19	1	2.8	30	2.3	2.9	0.33	1.3	0.51	1.6	52	4.1
B1	8.3	70	27	2	4.9	51	4.2	3.0	0.46	1.8	0.86	2.2	70	5.5
B2ca	8.4	—	—	—	7.3	38	3.9	3.0	0.34	1.5	0.64	2.0	77	4.8

Примечание. К стр — коэффициент структурности; Dc, Dm, Ds — средневзвешенный диаметр агрегатов, мм (с — сухое просеивание, м — мокрое просеивание, s — “стабильные” к увлажнению); Hc, Hm, Hs — энтропии распределения содержания агрегатов соответствующих видов структурного анализа; S — сумма агрегатов, распадающихся при увлажнении, %; Rmc — показатель неустойчивости структуры; прочерк — показатель не определяли.

лируя с содержанием илстых частиц ($R^2 = 0.707$). В гор. A1 величина суммы обменных оснований колеблется в пределах 16–23 ммоль-экв/100 г почвы, увеличивается в гор. B1 до 26–37 ммоль-экв/100 г почвы, что определяется контрастным распределением илстых частиц. Согласно полученным данным величины сумм обменных оснований в погребенной каштановой почве и солонцах близки. В составе почвенного поглощающего комплекса гор. A1 и B1 почв подавляющую роль играет Ca²⁺, 70–86% в сумме обменных оснований. Доля Na⁺ не превышает 2%. Доля Mg²⁺ в ППК гор. A1 составляет около 20% в современной каштановой почве и солонцах и вдвое меньше в каштановой палеопочве. Значительно варьирует содержание Mg²⁺ в ППК гор. B1: от 16–19% в каштановых почвах до 27–33% в солонцах, с более высокими значениями в современных аналогах. В результате отношение Ca²⁺/Mg²⁺ в погребенных почвах систематически выше, чем в современных, с большими величинами в каштановой почве. То есть, за последние 300 лет в исследуемых почвах получила развитие “магниева солонцеватость”.

Распределение карбонатов в профилях погребенных и современных почв однотипно и характеризуется высокой степенью корреляции ($R 0.937 - 1$), что хорошо видно на рисунке (рис. 1, А, Б). Карбонаты в исследуемых почвах подтянуты к гумусовому горизонту. Первый пик аккумуляции характерен для гор. B1 и, по-видимому, определяется экранирующим эффектом, связанным с распределением в профиле илистой фракции. Содержание карбонатов в этом горизонте почв колеблется в пределах 1.6–3.4% и можно предположить значительное участие биогенного фактора в их аккумуляции. Согласно данным в гумусовом слое погребенной каштановой почвы содержание карбонатов в два раза выше, чем в фоновой почве. Представляется возможным считать, что это превышение вызвано связыванием C–CO₂ минерализованного гумуса кальцием и осаждением в форме карбоната. Второй пик более высокого концентрирования карбонатов отмечается в гор. B2ca (7–12%). Вниз по профилю почв содержание карбонатов несколько уменьшается. Особенностью вертикального распределения карбонатов в двухметровом слое погребенных и современных почв является их накопление в слое 50–100 см (рис. 2). Запасы CaCO₃

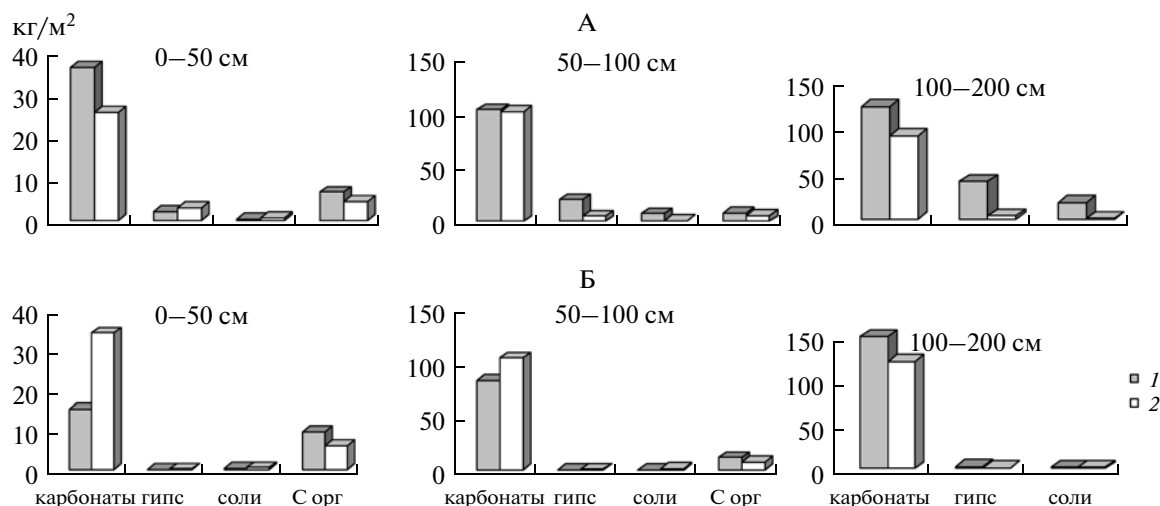


Рис. 2. Послойные запасы карбонатов, гипса, легкорастворимых солей и углерода в двухметровой толще почв Приволжской возвышенности.

в этом слое почв составляют около 100 кг/м^2 , только в современном солонце эта величина немного ниже (рис. 2, Б). В нижележащем метровом слое (100–200 см), отличающемся большей геохимической неоднородностью, колебания запасов CaCO_3 значительно больше — $90\text{--}150 \text{ кг/м}^2$.

Обе погребенные почвы комплекса и современный солонец не засолены (сумма солей не превышает 0.1%) и содержат минимальные количества гипса в рассеянном состоянии (рис. 1, А, Б). Из материалов, представленных на рис. 1 и 2, следует, что при следовых концентрациях в гумусовом слое аккумуляция гипса в слоях 0–50, 50–100 и 100–200 см каштановых палеопочв достигает $3.0, 4.9, 3.5 \text{ кг CaSO}_4/\text{м}^2$, соответственно, против $0.3\text{--}2.3 \text{ кг CaSO}_4/\text{м}^2$ в погребенных и современных солонцах. Запасы легкорастворимых солей в перечисленных выше почвах колеблются в пределах $0.3\text{--}1.7 \text{ кг/м}^2$, последнее значение относится к слою 100–200 см солонцов. В современных каштановых почвах засоление и накопление гипса отмечается с 50-сантиметровой глубины в гор. ВСса. Степень засоления слабая, запасы солей в слое 50–100 и 100–200 см составляют 7 и 18 кг/м^2 , запасы гипса 20 и $41 \text{ кг CaSO}_4/\text{м}^2$, соответственно (рис. 2, А). Интенсивность аккумуляции гипса и легкорастворимых солей в современных каштановых почвах не оставляет сомнений в том, что современный этап почвообразования протекает в более засушливых условиях.

Таким образом, экспериментально установлено изменение основных физико-химических и геохимических характеристик, произошедшее в почвах за последние 300 лет. Представляется, что перечисленные изменения могут быть факторами

значимых трансформаций в структурном состоянии почв.

Отбор образцов для структурного анализа проводился по генетическим горизонтам двух пар почвенных разрезов погребенных и современных почв с трех стенок разреза (пробы не смешивались). Для оценки потерь углерода в палеопочвах в результате диагенеза в слое 0–50 см дополнительно отобраны образцы через 5 см, аналогичным образом проведен отбор проб в серии прикопок современных почв.

Макроагрегатный анализ почв проведен методами сухого и мокрого просеивания по Саввинову, содержание органического углерода в пробах почв и агрегатах разного размера для каждого вида структурного анализа определялось по методу Тюрина [2, 10, 19]. При анализе данных, полученных методами просеивания по Саввинову, использовались следующие стандартные показатели. Макроагрегатный состав при сухом просеивании: коэффициент структурности — $K_{\text{стр}} = (0.25\text{--}10 \text{ мм}) / (<0.25 + >10 \text{ мм})$ и глыбистость почвы — сумма агрегатов $>10 \text{ мм}$. Макроагрегатный состав при мокром просеивании: водопрочность — сумма агрегатов $>0.25 \text{ мм}$. Для более полной оценки структурного состояния и качества макроструктуры по агрегированности и водопрочности использовался способ, предложенный Хитровым, Чечуевой [27, 28]. Им предусматривается использование наряду со стандартными следующими показателями: средневзвешенного диаметра (D) и энтропии распределения содержания агрегатов (H) для отдельных видов анализа (D_c, H_c — сухое просеивание; D_m, H_m — мокрое просеивание); средневзвешенного диаметра стабильных агрегатов и частиц, не разрушающихся в воде, D_s ; количества агрегатов, разрушающихся под действием воды (S) и пока-

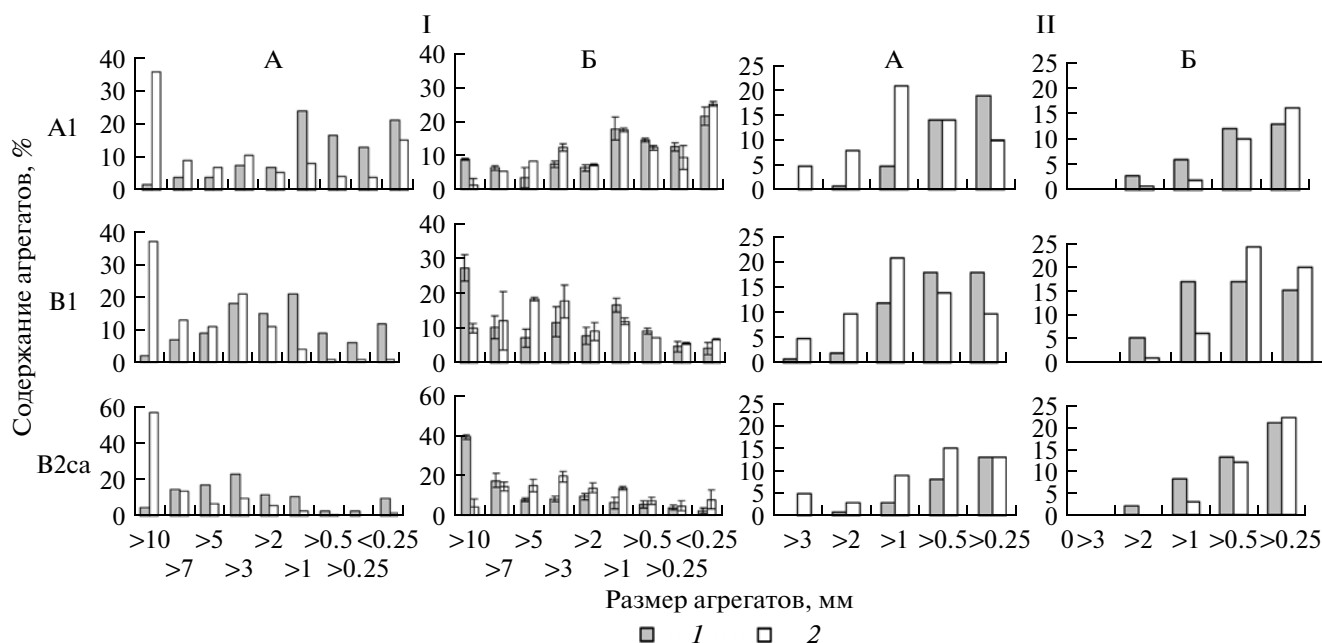


Рис. 3. Структурно-агрегатный состав почв Приволжской возвышенности: сухое (I) и мокрое (II) просеивания.

зателя неустойчивости структуры к увлажнению (R_{mc}) что расширяет интерпретационную базу структурного анализа. Статистическими методами исследовалась взаимосвязь между показателями структурного состояния и физико-химическими характеристиками почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования структурного состава показали существенные различия в агрегатном составе и состоянии погребенных и современных каштановых почв и солонцов (табл. 2, рис. 3–4).

Почвы каштанового хроноряда. *Макроагрегатный состав при сухом и мокром просеиваниях.* Гор. A1, B1, B2_{ca} каштановой современной почвы сложены воздушно-сухими агрегатами, ясно различимыми в ненарушенном состоянии, что согласуется с оценкой их отличного структурного состояния по коэффициенту структурности ($K_{стр.}$), имеющему значения 3.2, 5.7, 5.3, соответственно (табл. 2). В структурном составе гумусового горизонта этой почвы по данным, приведенным на рис. 3, I A, содержится 77% агрономически ценных агрегатов (10–0.25 мм), в составе которых преобладают мелкие фракции (агрегаты размером 2–0.25 мм) – 53%, и значительна доля пылеватых частиц – 21% (размер частиц меньше 0.25 мм). В гор. B1 из 86% агрономически ценных агрегатов 56% составляют агрегаты комковатого размера (5–2 мм), невелика доля пылеватой фракции и мелких агрегатов. Далее с глубиной в агрегатном составе гор. B2_{ca} каштанов-

вой современной почвы продолжает увеличиваться содержание агрегатов крупно комковатого размера (7–3 мм) и уменьшается содержание мелких агрегатов и пылеватой фракции. Наиболее вероятно, что укрупнение (увеличение) размеров структурных отдельных вниз по профилю почвы связано с уменьшением содержания С орг и увеличением содержания карбонатов.

Структурный состав погребенной каштановой почвы (рис. 3, I A) резко отличается от современного аналога высоким содержанием глыбистых агрегатов (36%), содержание которых с глубиной увеличивается до 57%. При этом в гумусовом горизонте содержание мелких агрегатов значительно меньше, чем в дневных почвах, а доля пылеватой фракции, составляющей 15%, мало уступает ее содержанию в современной почве. Слой палеопочвы 23–35 см (гор. B1) содержит 62% агрономически ценных агрегатов, основную долю которых составляют крупнокомковатые частицы (агрегаты размером 7–3 мм). Глубже, в гор. B2_{ca}, BС_{ca}, C, содержание агрономически ценных агрегатов уменьшается до 41–39% и, одновременно, увеличивается плотность сложения (до $1.48 \pm 0.11 - 1.57 \pm 0.04$ г/см³). То есть, как в погребенной, так и в современной каштановых почвах с глубиной увеличивается глыбистость, особенно в палеопочве. Величины $K_{стр}$ верхнего 50-сантиметрового слоя погребенной почвы имеют значения 0.89, 1.63, 0.69 в гор. A1, B1, B2_{ca} соответственно, что в 3–4 раза меньше, чем в современном аналоге, и характеризуют удовлетворительное состояние почвенной структуры (табл. 2). Средне-

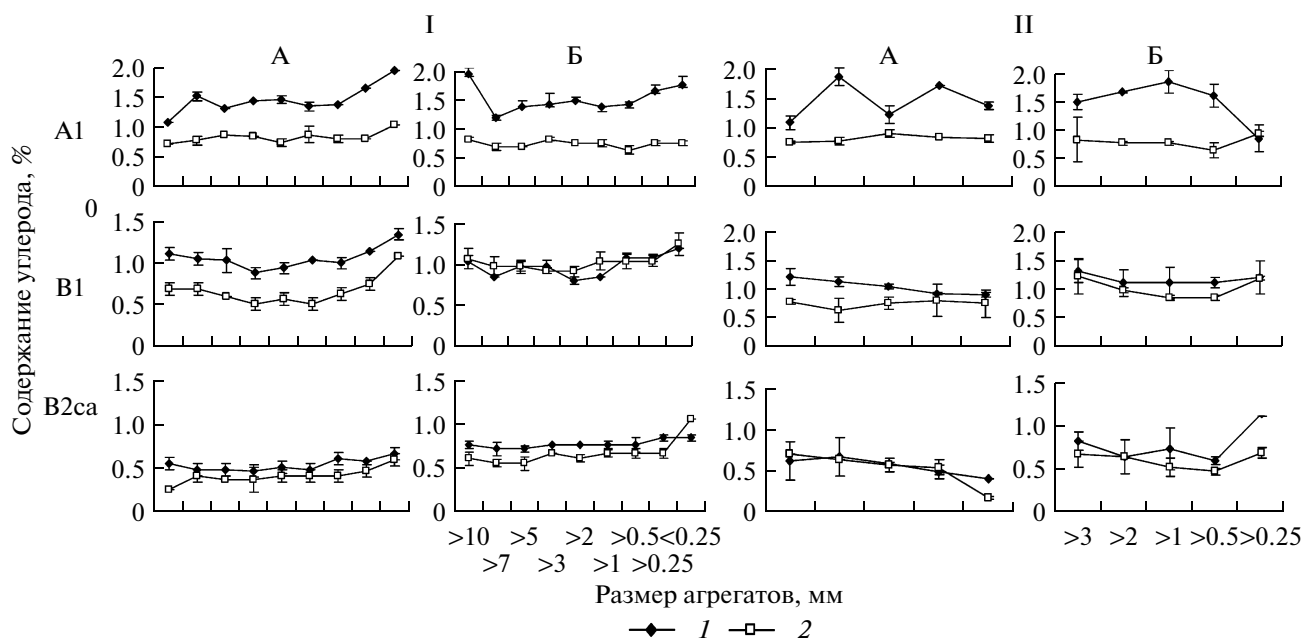


Рис. 4. Содержание углерода во фракциях воздушно-сухих (I) и водопрочных (II) агрегатов.

взвешенный диаметр воздушно-сухих агрегатов (D_c) гор. A1 и B1 погребенной каштановой почвы значительно больше, чем у современного аналога. Обращает на себя внимание сходство агрегатного состава каштановой палеопочвы и современного солонца (рис. 3, I A, Б). Выше уже указывалось на сходство этих объектов по ряду физико-химических характеристик. Вряд ли подобные совпадения являются случайными. Глыбистость структуры каштановой погребенной почвы частично можно объяснить остаточными явлениями солонцеватости. Однако значительная дегумификация почвы в диагенезе, по-видимому, оказывает большее влияние.

Устойчивость структуры каштановых почв к разрушающему действию воды, определяемая количеством водопрочных агрегатов (крупнее 0.25 мм), различается. Тем не менее, состояние структуры обеих почв в системе стандартных оценок [10, 19] отвечает категории хорошей водопрочности. Содержание водопрочных агрегатов в гор. A1 современной и палео-каштановой почвах колеблется в пределах 38–58%. По профилю почв водопрочность структуры уменьшается, это наиболее заметно в гор. B2ca современной почвы, что, на наш взгляд, вызвано увеличением щелочности и засоления вглубь профиля. Количество разрушенных (неустойчивых в воде) агрегатов изменяется по профилю фоновой почвы от 46 до 69% и противоположно распределению водопрочных частиц ($r = -0.541$). Доля разрушенных агрегатов в профиле погребенной почвы заметно выше — от 57 до 85% (табл. 2), но и содержание во-

допрочных агрегатов >0.25 мм больше, чем в фоновой почве. Это объясняется тем, что глыбистые и крупные макроагрегаты погребенной почвы разрушаются в воде до частиц, считающихся по размерам агрономически ценными, но не являющиеся таковыми из-за высокой плотности [27, 28]. В современных каштановых почвах в составе водопрочных агрегатов гор. A1 и B1 преобладают три фракции с размером частиц 2–1, 1–0.5 и 0.5–0.25 мм (рис. 3, II A). В составе водопрочных агрегатов гумусового слоя погребенной почвы преобладают фракции агрегатов размером 3–2, 2–1 и 1–0.5 мм при стабильном содержании агрегатов размером 5–3 мм. Энтропия распределения их содержания выше, что указывает на распределение разрушающихся агрегатов по разным фракциям, тогда как в современной почве при мокром просеивании увеличивается доля мелких фракций (<0.5 мм в гор. A1 и <1 мм в гор. B1). Средневзвешенный диаметр водопрочных (D_m) и стабильных агрегатов (D_s), а также показатель неустойчивости структуры (R_{mc}) в гумусовом слое подкурганной каштановой почвы также в 1.5–2.5 раза больше, чем в современном аналоге (табл. 2). На основе совместного использования R_{mc} и суммы частиц >0.25 мм при мокром просеивании погребенную каштановую почву следует характеризовать как почву, имеющую низкую водопрочность при хорошей агрегированности в увлажненном состоянии. Современная каштановая почва имеет удовлетворительную агрегированность в увлажненном состоянии при хорошей водопрочности [28].

Увеличение водопрочности агрегатов гумусового слоя современной почвы определяется, в первую очередь, поступлением свежего органического вещества растительных остатков, однако повышенная доля Mg^{2+} в ППК способствует дезагрегации, разрушению и распыленности в воде воздушно-сухих агрегатов до мелкой фракции (1–0.25 мм) и частиц <0.25 мм.

Низкая водопрочность погребенной каштановой почвы — это генетическая характеристика или диагенетический феномен? Связано ли это и как — с потерей гумуса, имеющего первостепенное значение в организации структуры почв и устойчивости к разрушающему действию воды? Как было показано выше, потери С орг из гумусового слоя погребенных почв достигли к настоящему времени 50%. Гумусированность воздушно-сухих агрегатов в профиле почв мало изменяется в зависимости от размера частиц в пределах от 10 до 1.0 мм, но, естественно, меньшие величины характерны для агрегатов погребенной почвы. В гор. А1 современной почвы содержание С орг колеблется около 1.3–1.6%, в гор. В1 — 1%, в гор. В2 — не превышает 0.5%; в агрегатах погребенной почвы — около 0.8, 0.6 и 0.4% С орг, соответственно (рис. 4, I А). При уменьшении размера воздушно-сухих частиц, начиная от диаметра <1 мм, содержание С орг в агрегатах увеличивается. В погребенной почве этот эффект выражен больше. Потери углерода из агрегатов разного размера специфичны в отдельных горизонтах. Так, в гор. А1 максимальны потери С орг из крупных агрегатов, размером 10–7, 5–3 мм, и мелких, зернистых элементов структуры, размером 0.5–0.25 мм, и достигают 50% от содержания С орг в частицах того же размера дневной почвы. Потери С орг другими размерными частицами колеблются около 30%. В гор. В1 потери С орг из агрегатов сокращаются с уменьшением размера частиц с 45 до 34%. В гор. В2са потери С орг достигают 50% из агрегатов крупнее 10 мм и 35% — из агрегатов 1–0.5 мм. Во фракциях агрегатов размером от 10 до 1 мм потери С орг не превысили 10%. Следует предположить участие разных форм и соединений органического вещества в “агрегатообразовании” в разных горизонтах почвы, что требует отдельного исследования и обсуждения. Установлена обратная тесная корреляционная связь ($r = -0.97$) средневзвешенного диаметра воздушно-сухих агрегатов с содержанием углерода и прямая — с содержанием карбонатов ($r = 0.891$ и 0.683) при более высоких значениях коэффициента корреляции в современных почвах.

Согласно полученным данным содержание углерода в водопрочных и воздушно-сухих агрегатах одного и того же размера одинаково. Выявлен тренд распределения углерода в зависимости от размера агрегатов, наиболее отчетливо выраженный в иллювиальных гор. В1 и В2са (рис. 4, II А).

Отмечается уменьшение содержания углерода с уменьшением размера водопрочных частиц. Связь положительная, характеризуется высокими значениями коэффициентов корреляции ($r = 0.819$ и 0.977). Потери углерода водопрочными агрегатами в результате диагенеза, несмотря на разброс значений, в гор. А1 составили в среднем 40% и равны потерям С орг воздушно-сухими частицами. Потери углерода из гор. В1 несколько меньше (в среднем 30%).

Таким образом, дегумификация и кальцинирование поглощающего комплекса определяют состояние макроструктуры погребенной почвы. Интенсивное разрушение агрегатов при мокром просеивании, определяющее низкую водопрочность, связано с потерями С орг почвой при диагенезе, а подавляющая доля Ca^{2+} в ППК (>80%) удерживает разрушение воздушно-сухих агрегатов от полной распыленности. Происходит распад большей части агрегатов на мелкие частицы, считающиеся агрономически ценными, что определяет агрегированность погребенной почвы при увлажнении.

Для каштановых почв установлены взаимосвязи между отдельными характеристиками макроструктуры и составом почв, исследованные методом множественной регрессии. В качестве независимых переменных выбраны некоторые характеристики качества макроструктуры: коэффициент структурности (K стр.), средневзвешенные размеры воздушно-сухих (D_c) и водопрочных агрегатов (D_m), водопрочность (сумма частиц >0.25 мм), количество агрегатов, разрушающихся водой (S), показатель неустойчивости структуры к увлажнению (R_{mc}). В качестве предикторов: содержание углерода, карбонатов, глины, ила, pH. Анализ материала показал, что вышеназванные показатели макроструктурного состояния каштановых почв зависят от содержания глинистых частиц (<0.01 мм), С орг и карбонатов в разных сочетаниях. Высокие значения R^2 соответствующих зависимостей (табл. 3) позволяют судить о том, что 99% дисперсии K стр. объясняются содержанием глины, С орг и S ; 97% дисперсии водопрочности агрегатов — содержанием карбонатов и С орг; 93% дисперсии S — содержанием глины, карбонатов и С орг; 80% дисперсии R_{mc} — содержанием С орг и карбонатов. Средневзвешенный диаметр воздушно-сухих агрегатов зависит от содержания С орг (вклад в дисперсию 40%), карбонатов (22%) и pH (18%), объясняющих 97% изменений размера частиц ($p < 0.05$). Средневзвешенный диаметр водопрочных агрегатов определяется исключительно содержанием карбонатов и органического углерода ($R^2 = 0.946$, $p < 0.005$).

Таким образом, генезис каштановой подкур-ганной почвы, физико-химические характеристики, отличающие ее от современного аналога, и

Таблица 3. Взаимосвязь показателей макроструктурного состояния с некоторыми физико-химическими характеристиками каштановых почв

Показатель	Уравнение множественной регрессии* (правая часть)	R^2	F
D_c	$=31.42 - 7.297 C - 0.09 \Gamma - 1.91 pH - 0.169 K$	0.99	269
D_m	$=1.25 - 0.076 K - 0.612 C$	0.94	25
K стр.	$=19.35 + 0.262 \Gamma - 8.378 C - 0.316 S$	0.99	156
Водопрочность	$=85.71 - 3.97 K - 30.47 C$	0.97	60
R_{mc}	$=35.19 - 0.267 K - 8.53 C - 2.71 pH$	0.92	7

* C — содержание углерода, %; Γ — содержание частиц <0.01 мм, %; K — содержание карбонатов, %; S — количество агрегатов, разрушающихся в воде; все представленные коэффициенты регрессии значимы при доверительной вероятности $P = 0.95$.

дегумификация в процессе диагенеза определяют современное состояние макроструктуры этой почвы. Ее характерными особенностями являются: удовлетворительная структура в воздушно-сухом состоянии, низкая водопрочность агрегатов и сохранение агрегированности при увлажнении.

Современная каштановая почва обладает отличной структурой в воздушно-сухом состоянии, хорошей водопрочностью агрегатов и удовлетворительной агрегированностью при увлажнении.

Почвы солонцового хроноряд. *Макроагрегатный состав при сухом и мокром просеиваниях.* По иному формировалась и трансформировалась структура солонцов. По содержанию воздушно-сухих агрономически ценных фракций (10–0.25 мм) и величинам K стр. структурное состояние погребенного и современного солонцов характеризуется как отличное, однако распределение агрегатов разного размера в почвах различается (рис. 3, I Б). В современных солонцах распределение содержания агрегатов имеет направленную тенденцию увеличения их содержания с уменьшением размера; в погребенных — распределение содержания агрегатов нерегулярное. Несмотря на это, средневзвешенные диаметры воздушно-сухих агрегатов фонового и погребенного солонцов в гор. A1 и B1 близки, величины энтропии распределения (H_c) имеют практически максимальные и равные значения (табл. 2). В современном солонце повышена глыбистость, нарастающая вниз по профилю. В гор. B2ca около 40% воздушно-сухих агрегатов составляют частицы размером >10 мм (рис. 3, I Б). Аналогичная закономерность была отмечена выше для погребенной каштановой почвы. Погребенный солонец характеризуется более высокой диспергированностью гор. A1, содержащего 25% частиц <0.25 мм и 50% мелких агрегатов, размером меньше 1 мм. Что касается иллювиальных горизонтов, то в их структуре велика доля крупных комковатых частиц, размером 7–3 мм (40%). В гор. B2ca преобладают агрегаты размером от 7 до 2 мм с более или менее равным содержанием отдельных размерных фракций. Величины средневзвешенного диа-

метра воздушно-сухих агрегатов гумусового слоя (A1 + B1) солонцов мало различаются между собой, но значительно отличаются от аналогичных показателей каштановых почв (табл. 2).

Содержание C орг в воздушно-сухих агрегатах гумусово-аккумулятивного горизонта погребенного солонца составляет около 0.8, современного — около 1.5% и практически не зависит от размера частиц (рис. 4, I Б). Как тенденцию можно отметить слабовыраженное увеличение гумусированности с уменьшением размера частиц, начиная с агрегатов размером <2 мм. Содержание углерода в агрегатах иллювиальных горизонтов в целом также не зависит от размера частиц и не различается в солонцах, составляя в агрегатах гор. B1 и B2ca около 1.0 и 0.5% соответственно. При этом потери углерода из воздушно-сухих агрегатов гумусово-аккумулятивного горизонта солонца в результате погребения для частиц каждого определяемого размера составили почти 50%. В иллювиальном гор. B1 погребенного солонца потерь гумуса не отмечено. В результате гумусированность агрегатов иллювиального горизонта погребенной почвы выше, чем у аналогичных по размеру частиц верхнего гор. A1. В гор. B2ca палеосолонца отмечены потери углерода до 30% фракциями агрегатов размером 5–0.5 мм.

Реакция солонцов на увлажнение одинакова и характеризует в целом их удовлетворительную водопрочность (по содержанию частиц >0.25 мм). Исключение составляет иллювиальный гор. B1. В обоих солонцах этот горизонт, отличающийся от гор. A1 большим содержанием илистых частиц и карбонатов, имеет хорошую водопрочность макроструктуры с содержанием частиц крупнее 0.25 мм чуть более 50% (табл. 2). Регрессионный анализ подтвердил значительную роль ила, глины, углерода и карбонатов в создании водопрочности солонцов ($R^2 0.996, p < 0.005$). Вклад первых в дисперсию водопрочности составил 52 и 40% соответственно. Несмотря на меньшую роль углерода и карбонатов в обеспечении водопрочности структуры солонцов, их исключение из модели уменьшает ее точность и сокращает влияние фак-

торов на 20%. В составе водопрочных агрегатов в гор. A1 и B2са обеих почв преобладают частицы размером 0.5–0.25 мм, в иллювиальном — увеличивается количество более крупных водопрочных агрегатов, размером 1–0.25 мм (рис. 4, II Б). В результате средневзвешенный диаметр водопрочных частиц в гумусовом слое (A1 + B1) погребенного солонца колеблется в пределах 0.33–0.46 мм, современного — 0.39–0.61 мм с наибольшими значениями в гор. B1. По неустойчивости структуры к увлажнению (по показателю R_{mc}) современный и палеосолонец, как следует из представленных в табл. 2 данных, различаются между собой больше, чем современный солонец и погребенная каштановая почва. Неустойчивость структуры последних очень высока, но причины ее определяющие различны. Среди них следует выделить щелочность среды и высокую долю Mg^{2+} в ППК в солонце и дегумификацию в палеокаштановой почве. На основе совместного использования показателя неустойчивости структуры и оценки водопрочности по методу Саввинова [28, 29] солонцы можно характеризовать как почвы низкой водопрочности с удовлетворительной агрегированностью в увлажненном состоянии. Показатель неустойчивости макроструктуры солонцов, как показывает множественный регрессионный анализ, слабо связан с содержанием органического вещества, глины, ила. Изменение водопрочности агрегатов в 65% случаев определяется изменением содержания илестых частиц ($p < 0.05$).

Потери С орг солонцами при диагенезе, согласно полученным данным, не оказывают значимого влияния на трансформацию состояния их макроструктуры. Водопрочные агрегаты солонцов более гумусированы по сравнению с аналогичными образованиями каштановых почв. Содержание С орг в крупных водопрочных агрегатах гор. A1 современного солонца колеблется около 1.5% и понижено в агрегатах, размером 1–0.5 и 0.5–0.25 мм (рис. 4, II Б). Потери С орг из водопрочных агрегатов этого горизонта в диагенезе достигли 40–60%. В гор. B1 содержание С орг в водопрочных агрегатах стабильное, колеблется около 1.1%. Потери углерода из водопрочных частиц иллювиального горизонта в диагенезе не превысили в среднем 8%. Содержание С орг во фракциях водопрочных частиц гор. B2са современных солонцов колеблется в пределах 0.6–0.8% при слабо выраженном уменьшении гумусированности частиц с уменьшением размера агрегатов от 3 до 0.5 мм и увеличении гумусированности мелких агрегатов. За 300 лет после погребения объем потерь углерода крупными частицами в гор. B2са не превысил 20%. Мелкая фракция водопрочных агрегатов потеряла 40% С орг. Множественный регрессионный анализ зависимости размера водопрочных агрегатов от содержания основных почвенных компонентов показал, что

96% дисперсии средневзвешенного диаметра водостойчивых агрегатов в солонцах определяют содержание ила (46%) и глины (45%) и незначительно — углерода (5%). Несмотря на незначительный вклад содержания углерода солонцов в дисперсию размера водопрочных агрегатов, его исключение из модели уменьшает ее точность более чем на 13%. Содержанием ила в солонцах определяется 60% дисперсии средневзвешенного размера стабильных агрегатов ($p < 0.07$). Что касается основных показателей макроструктурного состояния солонцов, то их взаимосвязь с физико-химическими свойствами не обнаруживается регрессионным анализом или она слабая, но связано это с недостаточным количеством данных.

Таким образом, в отличие от каштановых почв, в формирование макроструктуры которой существенный вклад вносят прежде всего органическое вещество и карбонаты, для макроструктурного состояния солонцов большее значение, по видимому, имеют литогенетические характеристики.

ВЫВОДЫ

1. Ведущими факторами структурного состояния каштановых почв в исследуемом регионе являются содержание органического вещества, отношение Ca^{2+}/Mg^{2+} в почвенном поглощающем комплексе и содержание карбонатов.
2. За 300 лет после погребения в результате минерализации 32% органического углерода, кальцинирования почвенного поглощающего комплекса и карбонатизации гумусового слоя (A1 + B1) произошли значительные изменения в состоянии макроструктуры каштановой почвы: в 20 раз увеличилась глыбистость в воздушно-сухом состоянии и в три раза возросла ее неустойчивость к увлажнению.
3. В погребенных солонцах за прошедшие 300 лет не произошло существенных изменений в состоянии макроструктуры.
4. Макроструктурное состояние почв может использоваться как интегральный показатель условий почвообразования в прошлые эпохи как и в настоящее время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Ш.А., Эпштейн С.М., Воронин А.Д. Водостойчивость и стабилизация структурных отделностей солонцов // Почвоведение. 1988. № 6. С. 49–58.
2. Агрофизические методы исследования почв М.: Наука, 1966. 257 с.
3. Агрофизическая характеристика почв степной и сухостепной зон европейской части СССР. М.: Колос, 1977. 254 с.

4. Бирюкова О.Н., Орлов Д.С. Состав и свойства органического вещества погребенных почв // Почвоведение. 1980. № 9. С. 49–66.
5. Болдырев А.И., Андрусенко И.И., Сафонова Е.П., Коваленко А.М. Изменение некоторых агрофизических свойств темно-каштановой почвы в орошаемом севообороте // Почвоведение. 1977. № 12. С. 144–149.
6. Бондарев А.Г. Водно-физические свойства почв сухостепной зоны и приемы их улучшения при орошении // Физические условия почвенного плодородия. Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1978. С. 53–60.
7. Бондарев А.Г. Проблема регулирования физических свойств почв в интенсивном земледелии // Почвоведение. 1988. № 9. С. 64–70.
8. Бондарев А.Г., Кузнецова И.В., Тихонравова П.И., Уткаева В.Ф. Научные основы оптимизации физических условий плодородия почв и повышения их устойчивости к деградации // Современные проблемы почвоведения. Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 2000. С. 408–420.
9. Вадюнина А.Ф. Агрофизическая и мелиоративная характеристика каштановых почв Юго-Востока Европейской части СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 324 с.
10. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 398 с.
11. Ванюшина А.Я., Травникова Л.С. Органо-минеральные взаимодействия в почвах (обзор) // Почвоведение. 2003. № 4. С. 418–428.
12. Гончарова Е.М., Коновалов С.Н., Корякин А.С. Сравнение основных физических свойств каштановых почв // Почвоведение. 1993. № 5. С. 34–41.
13. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении природы и общества. Пушкино: ОНТИ НЦБИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.
14. Иванов И.В. Эволюция почв в степной зоне в голоцене. М.: Наука, 1992. 143 с.
15. Кузнецова И.В. О некоторых критериях оценки физических свойств почв // Почвоведение. 1979. № 3. С. 81–83.
16. Макеева В.И. Влияние увлажнения и иссушения на структурное состояние почв // Почвоведение. 1988. № 12. С. 80–88.
17. Мамедов Р.Г. Улучшение агрофизических свойств почв // Почвоведение. 1990. № 5. С. 153–159.
18. Суяндукоев Я.Т. Изменение агрофизических свойств обыкновенных черноземов Зауралья при орошении // Почвоведение. 1995. № 7. С. 856–861.
19. Теории и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шейна и Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
20. Титова Н.А. Органическое вещество тонкодисперсных фракций почв Калмыцкой степи // Почвоведение. 1976. № 7. С. 37–44.
21. Тихонравова П.И. К вопросу о структурном составе и сложении почв Каменной степи // Разнообразие почв Каменной степи. М.: ГНУ Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, 2009. С. 284–299.
22. Травникова Л.С., Титова Н.А. Факторы, регулирующие распределение органического вещества по фракциям <5 мкм почв солонцового комплекса Калмыцкой степи // Почвоведение. 1978. № 11. С. 109–121.
23. Травникова Л.С., Шаймухаметов М.Ш. Продукты органо-минерального взаимодействия и устойчивость почв к деградации // Современные проблемы почвоведения. Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 2000. С. 356–368.
24. Травникова Л.С., Титова Н.А., Шаймухаметов М.Ш. Роль продуктов взаимодействия органической и минеральной составляющих в генезисе и плодородии почв // Почвоведение. 1992. № 10. С. 81–96.
25. Физико-химические свойства почв сельскохозяйственных угодий и баланс гумуса на пашне РФ / Под ред. А.К. Крылатова. М.: Руссолит, 1996. 392 с.
26. Хан Д.В. Органо-минеральные соединения и структура почвы. М.: Наука, 1969. 149 с.
27. Хитров Б.Н., Чечуева О.А. Влияние распашки и орошения на макроструктуру черноземов // Почвоведение. 1994. № 6. С. 106–114.
28. Хитров Б.Н., Чечуева О.А. Способ интерпретации данных макро- и микроструктурного состояния почвы // Почвоведение. 1994. № 2. С. 84–92.
29. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
30. Balesdent J., Besnard E., Arrouays D., Chenu C. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence // Plant and Soil. 1998. V. 201. P. 49–57.
31. Puget P., Lal R., Izzaurradle C., Post M., Owens L. Stock and distribution of total and corn-derived soil organic carbon in aggregate and primary particle fractions for different land use and soil management practices // Soil Science. 2005. V. 170. P. 256–279.

**ТОМОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОВОГО
ПРОСТРАНСТВА ПОЧВ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ИЗУЧЕНИЕ
НЕКОТОРЫХ ПОЧВ РОССИИ***© 2012 г. К. М. Герке^{1,2}, Е. Б. Скворцова², Д. В. Корост^{3,2}¹Институт динамики геосфер РАН, 119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корп. 1²Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7³Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы
e-mail: cheshik@yahoo.com

Поступила в редакцию 11.05.2011 г.

Описываются методы и результаты томографического исследования почв. Дается краткий обзор истории возникновения метода и начальных этапов его использования в почвоведении, приводится список основных достижений и результатов, полученных с помощью томографии. Рассматривается опыт применения рентгеновской микротомографии для исследования ненарушенной структуры почв России. Результатом исследования являются трехмерные изображения агрегатов и порового пространства верхних горизонтов серой лесной и дерново-подзолистой почвы с разрешением 15.8 мкм. На основе полученных данных анализируются сильные и слабые стороны метода, детально рассматривается различие томографии и традиционного метода морфологического исследования структуры и порового пространства почвы в шлифах. Показано, что томографические методы обладают рядом значительных преимуществ, которые позволяют исследовать почвенные процессы на качественно новом уровне. Намечены основные приоритетные направления томографических исследований в почвоведении.

ВВЕДЕНИЕ

Считается установленным фактом, что структура и строение пористой среды целиком определяют ее основные физические свойства, такие как водо- и воздухопроницаемость, прочность, основную гидрофизическую характеристику (ОГХ) и пр. [56]. Также не вызывает сомнения то, что строение почвы обуславливает условия жизнедеятельности почвенной мезофауны и микроорганизмов, протекание различных химических процессов, перенос почвенных растворов, питательных веществ и частиц различного происхождения. Все это наряду с внешними факторами (температура, осадки) определяет особенности почвообразовательных процессов и плодородие почвы. Для характеристики и оценки структурного состояния почвы широко используют показатели плотности, пористости, гранулометрического и агрегатного состава почвенной массы. К сожалению, эти показатели не дают представления о форме, ориентации и взаимном расположении пор и агрегатов [7]. Такие данные можно получить морфологическими методами. До настоящего времени наиболее популярными методами морфологического изучения строения почвы являлся анализ почвенных шлифов и сколов с помощью оптических и электронных микроскопов [3, 5, 6, 12, 54]. Однако уже в 80-х годах

прошлого века применительно к почвам в различных целях начали использовать методы компьютерной томографии [10, 16], а в последние пять лет с развитием технологий метод рентгеновской томографии приобретает все большую популярность.

Целью данной работы является обзор истории использования метода томографии при исследовании различных свойств почв, основных достижений, полученных с его помощью, первичное изучение порового пространства некоторых почв России, а также детальное обсуждение и общее сравнение данного метода со стандартным микроморфологическим методом. В статье на основе литературных и оригинальных авторских данных изучены и проанализированы сильные стороны и недостатки метода, перспективы его использования в будущем.

**ТОМОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Появление метода компьютерной томографии обязано исследованиям американского физика Алана Кормака и английского инженера-физика Годри Хаунсфилда. Первый решил задачу томографического восстановления изображений — получения поперечных плотностных рентгеновских срезов из набора теневых проекций [15], второй впервые сконструировал компьютерный

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 10-04-00353а и № 10-05-00638а.

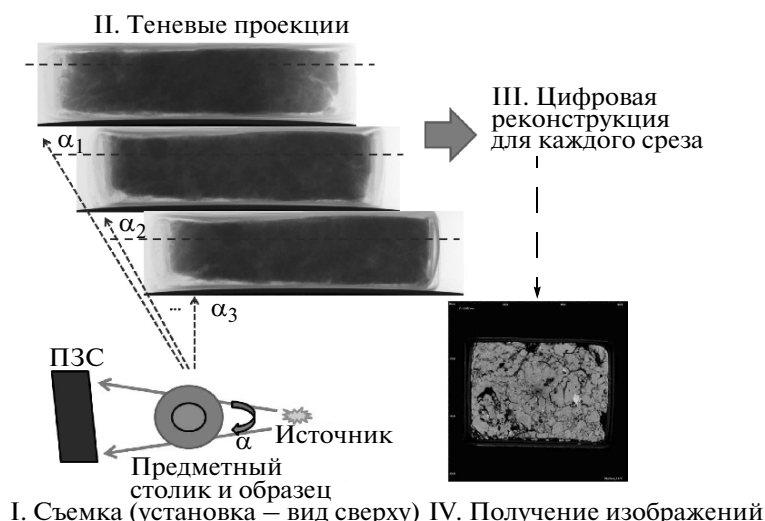


Рис. 1. Схема установки томографа, получения теневых проекций и реконструкции для получения окончательного изображения.

рентгеновский томограф [25]. В 1979 г. Кормак и Хаунсфилд “за разработку компьютерной томографии” были удостоены Нобелевской премии по физиологии и медицине. Со временем томографы начали применяться не только в медицинских целях, но и для решения физических, химических, биологических, геологических и прочих задач, что в первую очередь обуславливалось появлением приборов с более высоким разрешением, то есть микротомографов. Основными узлами современного микротомографа являются источник лучей (рентгеновского, нейтронного или гамма излучения), вращающийся предметный столик для образцов и детектор излучения в виде ПЗС (прибор с зарядовой связью) матрицы (рис. 1). Благодаря данному устройству томографа предпочтительным является образец цилиндрической формы. Снимок, получаемый при повороте образца на некоторый угол, называется теневой проекцией, яркость которой определяется ослаблением излучения за счет рассеивания и поглощения материалами объекта. Поглощение, определяемое плотностью и атомным числом материала, описывается законом Бэра–Ламберта:

$$I = I_0 \exp(-\mu x), \quad (1)$$

где I — сигнал, I_0 — падающий пучок излучения, μ — коэффициент поглощения (вероятность поглощения фотона излучения на единицу длины пути через среду), x — длина пути пучка излучения в изучаемой среде.

Разрешение сканирования определяется не только размерами ПЗС матрицы детектора, но и положением образца в конусе пучка излучения; последнее приводит к тому, что разрешение зависит от размера образца. На основе набора теневых проекций производится реконструкция, в резуль-

тате которой получается стек двумерных изображений исследуемой среды. Данные хранятся в виде двумерных срезов среды, общая совокупность которых представляет информацию о трехмерном строении. Зерно двумерного изображения называется пикселем, а трехмерный пиксель (минимальный объемный элемент изображения трехмерного пространства) — вокселем. В большинстве современных томографов есть возможность сканировать структуру образца с расстоянием между срезами, равным разрешению срезов, что позволяет с легкостью пересчитывать стеки изображений из одной плоскости в другую. В томографах более старых поколений такая возможность часто отсутствовала, то есть расстояние между срезами значительно превышало разрешение изображения. В медицинских томографах размеры объекта исследования могут достигать десятков сантиметров при разрешении 100 мкм (устройство таких томографов отличается от описанного выше тем, что источник и детектор вращаются вокруг образца). Для микротомографа размеры объекта уменьшаются до нескольких сантиметров и миллиметров, в современных нанотомографах объекты измеряются миллиметрами.

Коэффициент поглощения можно представить в виде, нормированном плотностью материала, то есть в массовом коэффициенте поглощения $\mu_m = \mu/\rho$. В таком виде поглощение не зависит от физического состояния вещества (твердая — жидкая — парообразная фазы). Благодаря тому, что естественные среды часто обладают неоднородностью строения в минимальной единице длины среды (пикселе или вокселе, размер которых зависит от разрешения, при котором происходит оцифровка изображения среды), а получен-

ные данные имеют дискретный характер (представляют собой набор пикселей/вокселей, которые из-за конечного размера и квадратной формы не отражают реальной границы раздела фаз, рис. 2а), большинство пикселей/вокселей полученного изображения обычно содержит несколько материалов/фаз (рис. 2б). Если в единице исследуемого объема находится несколько материалов с различными коэффициентами поглощения, то общий коэффициент поглощения смеси будет определяться следующим образом:

$$\mu = \sum_{i=1}^n w_i \mu_{mi}, \quad (2)$$

где w_i отражает весовую долю i -ого материала в поглощающей смеси.

Например, в почвах интенсивность получаемого сигнала может зависеть от соотношения в вокселе различных минералов, оксидов, органического вещества, воды и пр. (рис. 2в). Интенсивность окрашивания (часто называется attenuation, tomographic unit, или Hounsfield unit [49], в зависимости от метода расчета и нормировки данной величины) каждого вокселя после реконструкции будет пропорциональна коэффициенту поглощения данного объема исследуемой среды. Так, воздух с практически нулевым поглощением будет иметь наиболее темный цвет, а, например, кутана с высоким содержанием железа будет хорошо различима в виде светлого образования. На основе данного факта и значительной универсальности коэффициентов поглощения различных материалов можно проводить разделение материалов на фракции, что часто достигается с помощью построения калибровочной кривой. Для этого достаточно однородные образцы различных материалов (вода, кварц, пирит и т.д.) помещаются в томограф и сканируются с определенной энергией излучения [4]. Выделив три фазы, для почвы можно записать уравнение (1) в следующем виде:

$$I = I_0 \exp[-(\mu_{mw} \rho_w \theta + \mu_{ms} \rho_s + \mu_{ma} \rho_a) x], \quad (3)$$

где индексы w , s , и a обозначают воду, почву и воздух, соответственно. Ввиду малости члена, соответствующего воздуху, им можно пренебречь. Тогда из уравнения 3 получаем [44]:

$$\mu = \mu_{mw} \rho_w \theta + \mu_{ms} \rho_s. \quad (4)$$

То есть, измерения несут информацию об объемной плотности и влажности грунта. Уравнение (4) содержит в себе две переменные. Таким образом, мы можем либо измерить объемную плотность грунта, если он сухой (или распределение влажности известно), либо рассчитать влажность, если ранее определялись объемные плотности. Часто желательно выделить и количественно описать присутствие других составляющих почвы, напри-

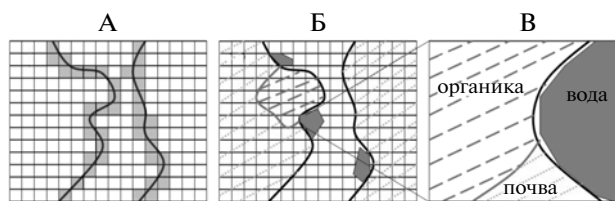


Рис. 2. Цифровое представление почвы: А — границы поры и ее представление в виде пикселей (интересен эффект соприкасания цифровых границ, хотя на самом деле границы не соприкасаются), Б — гипотетическое распределение органические вещества, воды и частиц грунта, В — соотношения различных фаз в одном пикселе/вокселе.

мер, оксидов, органического вещества и т.п. Добиться значительного улучшения разделения на фазы, а также совместить количество неизвестных в системе и количество уравнений (за счет добавления уравнений, идентичных уравнению (4), но для различных энергий излучения) можно с помощью сканирования при различных энергиях излучения [48].

Ввиду простоты уравнения (4), на заре использования томографии в почвоведении в основном разрабатывали методы и изучали пространственное распределение объемной плотности и влажности грунта [44, 45]. Интересно, что в работе Pedrotti с соавт. [38] на основе анализа плотности почвы было показано, что идеальный размер репрезентативного образца из почвенного генетического горизонта составляет 4–6 см. При увеличении размера образца происходит увеличение вариабельности плотности до значений более 10%. На основе анализа как двух-, так и трехмерных данных несложно измерить пористость образца, для чего достаточно подобрать пороговые значения для разделения фаз [4]. В случае, если произведено разделение объекта на твердый материал и поры, существенную информацию о строении почвы дает анализ порового пространства (распределения пор по размерам, геометрических характеристик порового пространства, сообразности и извилистости пор и т.д.). В целом, томографические методы позволяют проводить в полевых (с использованием сканеров на основе измерения сигнала Комптоновского рассеяния) и лабораторных условиях мониторинг таких важных показателей почвы, как пористость, объемная плотность, влажность.

На основе анализа перечисленных выше величин и разделения изображения на различные фазы можно проводить более сложное изучение самых различных почвенных процессов и явлений. Анализ ненарушенных образцов почвы, взятых стандартными методами с помощью пробоотборников разного размера (пять цилиндров с различными длинами, диаметрами и объемами 25, 50, 55,

100 см³), показал наличие градиента плотности, направленного к центру цилиндра. Причем в образце наименьшего размера изменение структуры было максимальным, а в наибольшем объеме — минимальным [42]. Похожим образом изучалось влияние циклов изменения влажности на структуру почвы [43]. Авторы работы показали, что значительное количество таких циклов (более шести) приводит к регенерации структуры переплотненной почвы. С помощью данного подхода также можно изучать изменение плотности почвы вокруг семян при сельскохозяйственной обработке и в процессе развития всходов [44]. Анализ объемной плотности и общей структуры почвы и пор применялся для описания различных почвенно-генетических условий, например, в почвах рисовых полей [50], на пашне и охранных полосах [58], а также для изучения влияния сельскохозяйственного использования, в том числе уплотнения почвы [28].

С помощью трехмерных данных можно делать выводы о наличии в почве предпочтительных проводящих путей, которые могут быстро переносить влагу, растворы загрязнителей или питательных веществ на значительные расстояния без инфильтрации в основную матрицу почвы [2]. В то же время Luo с соавт. [30] с помощью рентгеновской томографии показал, что большая часть (более 70%) макропор могут быть не соединены друг с другом, а течение влаги через них значительно ограничено заземленным воздухом. Другой коллектив авторов, сравнивая области окрашивания трассером при течении влаги через грунт с данными трехмерной томографии, обнаружил связь между характером течения и морфологией макропор [35]. В работе Toggiani с соавт. [57] на основе трехмерных снимков замерзшего грунта, в том числе образцов, загрязненных нефтяными продуктами, было показано морозное изменение структуры почвы и перераспределение влаги с образованием ледяных линз. Таким же образом можно производить мониторинг миграции загрязняющего вещества в почве [22]. Обычно деформационные процессы в почвах и грунтах изучаются на основе общих зависимостей напряжения-деформации, однако специальными исследованиями было показано, что деформация почвы существенно неоднородна в пространстве, поэтому для понимания механизмов такой деформации необходимо принимать во внимание микроструктуры, изучение которых возможно лишь с применением неинвазивных методов [40]. Трехмерные данные о структуре почвы, агрегатов и/или порового пространства позволяют рассчитывать фрактальные и мультифрактальные размерности этих пространств в трех измерениях [21, 32, 41], и, таким образом, производить более детальный и обоснованный анализ самых различных величин и явлений.

Одним из актуальных направлений томографического анализа является изучение микроструктуры органического вещества почвы и его связи с процессами агрегатообразования [39]. De Gryze с соавт. [17] наблюдали изменение структуры естественных и искусственных микроагрегатов во времени. Оказалось, что в новых микроагрегатах идет постепенное увеличение количества микропор и трещин, причем появление последних происходит в основном рядом со скоплениями органического вещества. Как известно, разложение органического вещества может приводить к реструктуризации порового пространства и значительно улучшать сельскохозяйственные характеристики почв [23]. Для мониторинга таких процессов томография является особенно перспективным методом. Toppkötter с соавт. [55] с помощью томографии при высоких разрешениях наблюдали присутствие достаточно толстых насыщенных водой пленок (3–10 мкм) на стенках пор. Их наблюдения могут согласовываться с теорией органо-минеральных гелей [8] и влиять на нерастворимый объем [9], проницаемость, а также адсорбцию различных трассирующих веществ [2, 20]. Насколько нам известно, на сегодняшний день сканы почвы самого высокого разрешения (0.84 мкм) получены в работе Sleutel с соавт. [53]. Применение нанотомографии позволит не только изучать органические вещества и органо-минеральные гели, но и наблюдать динамику их изменения (разложение, набухание, усадку). Изучение органических веществ и течений через почву можно сочетать и с исследованием гидрофобности, которую тоже можно обнаруживать с помощью рентгеновской томографии [14].

С помощью томографического анализа охарактеризована взаимосвязь почвенных микроорганизмов с органическим веществом и структурой порового пространства почвы [34, 36], получены трехмерные изображения корневых систем растений, их распространения и взаимодействия с грунтом [27, 29].

Томографические методы позволяют изучать влияние дождей червей на структуру и процессы почвообразования, оценивать плотность их популяции и объем годового оборота грунта [13, 52, 59]. Установлено, что плотность почвенной массы, примыкающей к ходу червя (drilosphere), на 11% больше плотности окружающей почвы, а между ходом и остальной массой почвы имеется зона разуплотнения [52]. Выявлены также различия в глубине червороин для отдельных разновидностей червей (местных и экзотических) и ее изменение при добавлении удобрений (угольной пыли). Установлено предельное количество удобрений на 1 га пашни, не вызывающее подавление активности червей [59]. Sapowicz с соавт. [13] определили, что плотность популяции и вид чер-

вей влияют на размер, извилистость и направление их ходов.

Однако, пожалуй, одним из самых интересных приложений томографии можно считать гидрологическое и физическое направления, когда точные трехмерные данные о поровом пространстве позволяют рассчитать проницаемость, ОГХ и прочие параметры численными методами. Отдельно можно отметить возможность описывать ненасыщенные течения, характерные для зоны аэрации, в виде многофазного течения воды–воздуха (например, при помощи решеточных методов Больцмана или pore-network моделей). Этот метод активно используется в петрофизике в течение уже нескольких десятилетий, но в почвоведение и гидрологические науки начал проникать лишь недавно [19, 31, 33, 46]. Данный подход отличается высокой скоростью (классическое измерение ОГХ может требовать значительного времени, порой больше месяца) и позволяет проводить самые различные расчетные эксперименты на образце без изменения его структуры. Это имеет большое значение, так как стандартное измерение проницаемости при повторном проведении может дать искаженные результаты за счет изменения структуры грунта. Последнее особенно актуально для торфов [46] или лесных подстилок/биомата [2]. Quinton с соавт. [46] показали, что рентгеновская томография является эффективным методом для изучения гидрофизических свойств торфа. На основе сканирования образцов с различным насыщением, авторы смогли определить долю эффективной пористости для различных значений влагосодержания (17–11% от общего объема). Подобные результаты представляют несомненный интерес для применения моделей на основе теории перколяции [26]. Elliot с соавт. [19] по двух- и трехмерным изображениям почв смогли рассчитать достаточно точные величины коэффициента фильтрации. В работе Luo с соавт. [31] установлено, что трехмерные сканы ненарушенных образцов грунта можно использовать для определения различных характеристик сети макропор, на основе которых возможен расчет проницаемостей через домен предпочтительных путей протекания. Другие авторы наглядно показали, что используя томографию и решеточные методы Больцмана, можно изучать гидрофизические характеристики корковых образований на земной поверхности [33].

Среди основных направлений использования компьютерной томографии в почвоведении следует особо выделить экспресс-диагностику и мониторинг структурного состояния почвы. Проблемы визуализации, диагностики и оценки строения почвенных пор и агрегатов актуальны для всех разделов почвоведения. В предлагаемой статье с помощью компьютерной микротомографии в первом приближении исследовано строе-

ние ненарушенной почвенной массы целинных суглинистых почв лесной и лесостепной зоны европейской территории России.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследовали дерново-подзолистую почву под ельником сложным 100-летнего возраста в районе д. Дарьино Московской обл. и серую лесную почву под широколиственным лесом Тульских заповушек в районе с. Крапивна Тульской обл. Российской Федерации. Из гумусовых, элювиально-гумусовых и элювиальных горизонтов на глубинах от 0–5 см до 17–22 см были отобраны образцы ненарушенного сложения (микромоналиты) размером $5.0 \times 3.5 \times 1.2$ см. Размер образцов позволяет исследовать строение почвенных макро- и микроагрегатов, а также межагрегатных и внутриагрегатных пор разного размера и генезиса. Некоторые свойства исследованных горизонтов приведены в табл. 1 и 2. Аналитические данные показывают, что гумусовые горизонты обеих почв характеризуются высоким содержанием органического вещества и хорошо выраженной микроагрегированностью. Для гумусового гор. АУ серой лесной почвы характерно также высокое содержание обменного кальция. В дерново-подзолистой почве основная масса элювиального гор. ЕL резко обеднена гумусом, обменными основаниями и железистыми структурами, слабо агрегирована на микроуровне. Различия в микроагрегатном составе и химических свойствах горизонтов сопровождаются различиями в их агрегатной структуре. Отобранные образцы представляют основные типы агрегатных структур, характерных для гумусовых и элювиальных горизонтов лесных почв южной тайги и лесостепи (комковатую, зернистую, пластинчатую) и их переходные формы.

Образцы были высушены на воздухе до воздушно-сухого состояния, что позволило стандартизировать их влажность и наиболее полно выявить генетические различия в морфологическом строении агрегатов и порового пространства почвы. Высушенные образцы сканировали с помощью микротомографа SkyScan 1172 с энергией пучка 100 кэВ и разрешением 15.8 мкм. Полученные срезы почв обрабатывали в свободно распространяемых программах ImageJ [47] и программном обеспечении фирмы SkyScan. В случае необходимости, в зависимости от начальной ориентации образца на предметном столике томографа, весь стек поворачивали, чтобы ориентация всех образцов была одинаковой. Из всех изображений “вырезали” области, непосредственно содержащие информацию о строении образца (без краевых зон). Для трехмерной визуализации порового пространства все изображения в стеке разделяли по двум фазам – твердое вещество и поро-

Таблица 1. Гранулометрический (над чертой) и микроагрегатный (под чертой) состав исследованных почв

Гори- зонт	Глубина образца, см	Гигроскопиче- ская влаж- ность, %	Содержание фракций, % (размер частиц, мм)						Сумма частиц	
			1.0—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	<0.001	>0.01	<0.01
Дерново-подзолистая почва										
AY	0—4	1.56	$\frac{0.7}{35.1}$	$\frac{15.2}{29.4}$	$\frac{57.3}{30.8}$	$\frac{10.3}{3.5}$	$\frac{9.5}{0.9}$	$\frac{7.0}{0.3}$	$\frac{73.2}{95.3}$	$\frac{26.8}{4.7}$
EL	17—23	0.51	$\frac{0.3}{3.1}$	$\frac{8.6}{17.6}$	$\frac{65.1}{63.5}$	$\frac{10.7}{9.3}$	$\frac{9.6}{6.3}$	$\frac{5.7}{0.2}$	$\frac{74.0}{84.2}$	$\frac{26.0}{15.8}$
Серая лесная почва										
AY	5—10	1.68	$\frac{0.8}{25.1}$	$\frac{6.5}{26.5}$	$\frac{61.9}{41.9}$	$\frac{12.0}{4.5}$	$\frac{11.2}{1.6}$	$\frac{7.6}{0.4}$	$\frac{69.2}{93.5}$	$\frac{30.8}{6.5}$
AEL	17—22	1.12	$\frac{0.2}{19.4}$	$\frac{5.1}{24.8}$	$\frac{58.4}{45.3}$	$\frac{10.8}{6.4}$	$\frac{11.4}{2.6}$	$\frac{14.1}{1.5}$	$\frac{63.7}{89.5}$	$\frac{36.3}{10.5}$

Таблица 2. Химические свойства исследованных почв

Горизонт	Глубина образца, см	Гумус, %	рН		Обменные катионы, ммоль экв/100 г		F ₂ O ₃ , %	
			водный	солевой	Ca ²⁺	Mg ²⁺	по Тамму	по Мера–Джексону
Дерново-подзолистая почва								
AY	0–4	5.7	4.7	3.9	7.9	0.4	0.7	1.1
EL	17–23	0.4	4.5	3.8	1.0	0.0	0.3	0.6
Серая лесная почва								
AY	5–10	6.2	6.2	5.6	23.6	1.5	0.6	1.1
AEL	17–22	1.8	5.4	4.2	10.7	0.6	0.6	1.1

вое пространство. Разделение производили подборкой одиночного порогового значения по гистограмме интенсивностей пикселей (как среднее значение между пиками, соответствующими двум указанным фазам).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Как отмечалось выше, трехмерные данные о структуре почвы получаются из стека двухмерных срезов, которые напоминают шлифы, изготовленные классическими методами. На рис. 3 визуализированы различия в структурном состоянии элювиального горизонта дерново-подзолистой почвы и элювиально-гумусового горизонта серой лесной почвы. Для гор. EL характерны неясно выраженные пластинчатые структурные отдельности, разделенные тонкими горизонтальными трещинами, и мелкие разрозненные поры округлой формы. Гор. AEL представлен четко оконтуренными зернистыми и комковато-ореховатыми агрегатами с хорошо выраженной горизонталь-

ной делимостью. В поровом пространстве преобладают трещиновидные поры упаковки и биогенные полости. В отличие от шлифов, рассмотренные двумерные изображения получены в течение нескольких часов без нарушения целостности образца.

Один из этапов перехода к трехмерному изображению почвы показан на рис. 4. На этом этапе сопряженный анализ взаимноперпендикулярных срезов особенно продуктивен при исследовании анизометричных агрегатов и пор.

Трехмерную структуру почвенных образцов не всегда удается удачно представить на двухмерных изображениях. Тем не менее, рис. 5 хорошо отражает различия в структуре гумусовых горизонтов серой лесной и дерново-подзолистой почв. В серой лесной почве с комковато-зернистой структурой благодаря четким граням структурных отдельностей межагрегатное поровое пространство хорошо оформлено и имеет ясные границы (рис. 5A). Для многих пор характерна вытянутость в различных направлениях, что специфично для поч-

венной массы с угловатыми изометричными агрегатами. Дерново-подзолистая почва имеет комковато-порошистую структуру. Многие структурные отдельности представлены свежими или разрушенными экскрементами почвенных беспозвоночных. Скопления таких агрегатов лишены четких границ и формируют ажурное изометричное поровое пространство (рис. 5Б).

Анализируя рис. 5, следует отметить связность порового пространства, которая становится очевидной при трехмерной визуализации результатов сегментации. Если на двухмерных изображениях (рис. 3, 4) в большинстве случаев поровое пространство не перколирует (не связывает противоположные стороны изображения), то в трехмерном пространстве большинство пор взаимосвязаны. В будущем несомненный интерес представляет количественное описание связности порового пространства почв по данным трехмерной томографии, например, с помощью теории локальной пористости [24].

Следует коротко остановиться на обсуждении преимуществ и недостатков компьютерного томографического анализа почвы. Основными преимуществами томографического метода являются: 1) возможность быстрого и точного трехмерного получения данных (в зависимости от устройства томографа и желаемого разрешения изображений время сканирования может составлять от нескольких секунд до десятка часов); 2) неинвазивность метода, то есть исследование производится без нарушения структуры и свойств образца; 3) возможность точного разделения изображения на различные фазы и компоненты за счет применения сканирования на различных энергиях излучения. По сравнению с томографией, метод изготовления и исследования шлифов требует значительного времени, трудоемок, приводит к утрате образца, при этом количество получаемых из образца шлифов (зазор между соседними срезами) ограничено. Разрешение шлифа ограничено его толщиной, которая обычно составляет 20–30 мкм. В случае томографии разрешение получаемых изображений теоретически ограничено лишь длиной волны излучения. Однако среди недостатков томографии можно отметить дороговизну и сложность необходимого оборудования, в то время как приборы для изготовления шлифов распространены и, обычно, легкодоступны.

Существенной трудностью, свойственной как томографическому, так и шлифовому методу, является необходимость подбора пороговых значений для разделения составляющих образец материалов (сегментации изображений). Как мы уже отмечали выше (рис. 2), оцифровка данных приводит к усугублению данной проблемы, так как пиксели/воксели на границах фаз часто содержат

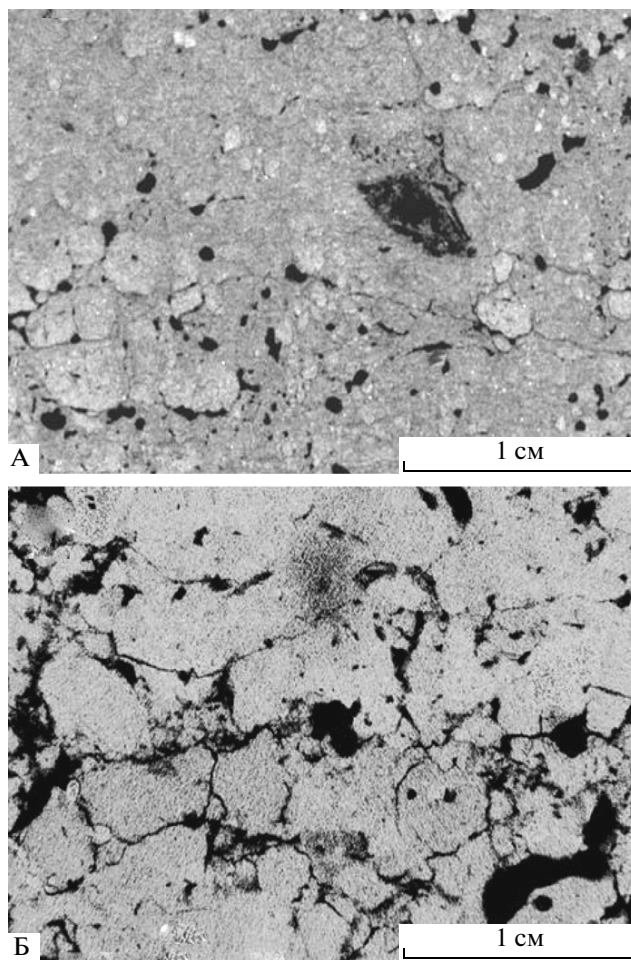


Рис. 3. Примеры двухмерных изображений почвы, полученных при томографическом сканировании образцов из гор. EL дерново-подзолистой (А) и гор. AEL серой лесной (Б) почв. Здесь и далее поры черные.

в себе несколько материалов. Отметим, что при сегментации томографических изображений отсутствует проблема прозрачных минеральных зерен, свойственная шлифам. Для сегментации изображений было разработано множество различных комплексных методов (например, [37, 51]), однако многообразие методов не сказывается положительно на их результативности, а исследователи заговорили о необходимости стандартизации таких методик. В связи с этим особенно интересны результаты, описанные Vaveye с соавт. [11]. Авторы данного исследования выбрали три различных изображения (конфигурацию окрашивания трассером течения через предпочтительные пути протекания в грунте, шлиф, и изображение, полученное с помощью рентгеновской томографии) и предложили десятку экспертов, работающих и активно публикующихся в области микроморфологии, их отсегментировать (разделить на окрашенные/неокрашенные части или поры/почву). Исследователи также обработали

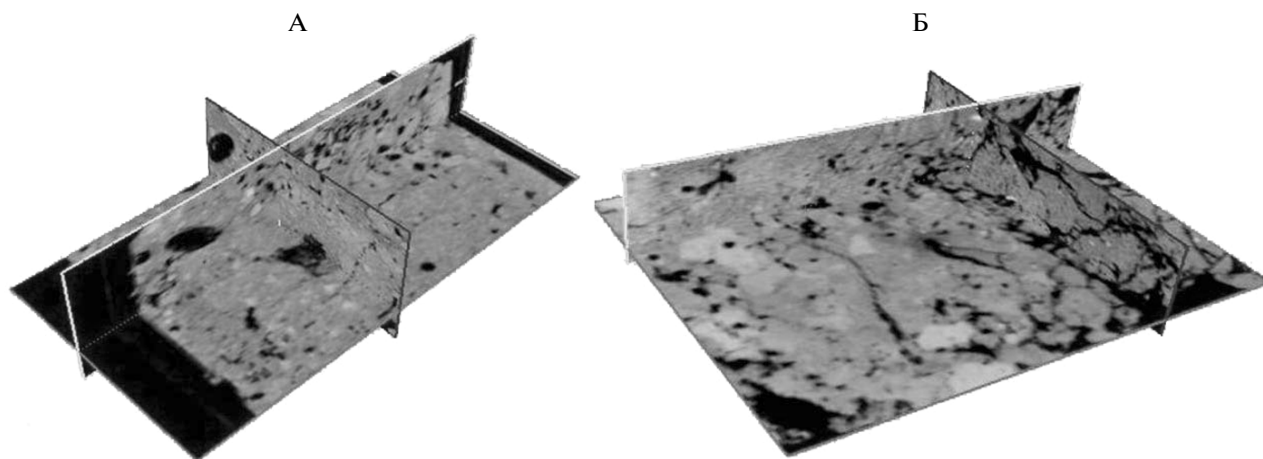


Рис. 4. Продольные и поперечные срезы через образцы из гор. EL дерново-подзолистой (А) и гор. AEL серой лесной (Б) почв.

изображения 36-ю программными методами и сравнили все результаты между собой. Оказалось, что оператор-человек по-прежнему лучше сегментирует изображения, чем запрограммированный численный метод, однако разброс полученных экспертами данных оказался значительным (до 50% пористости).

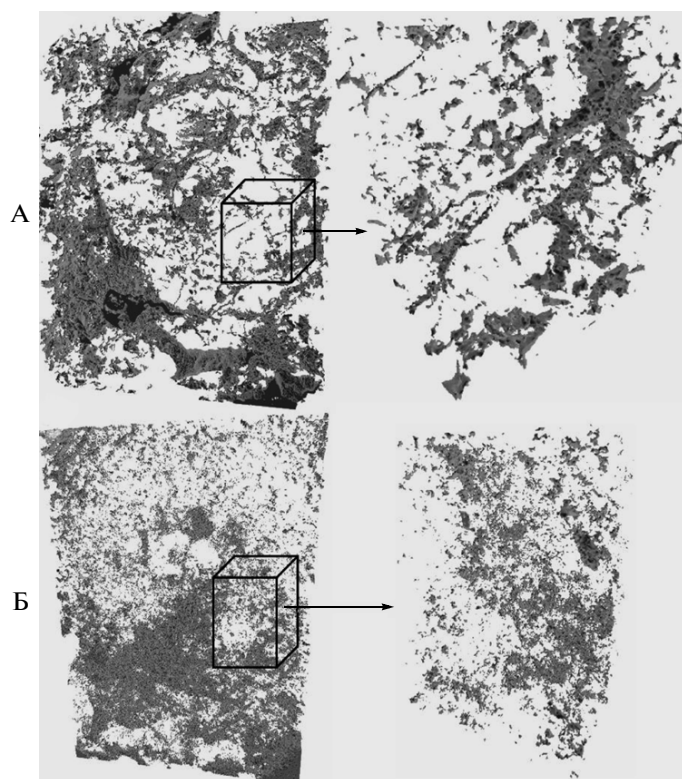


Рис. 5. Трехмерная визуализация порового пространства в гумусовых гор. АУ серой лесной (А) и дерново-подзолистой (Б) почв.

Elliot с соавт. [18] тоже сравнивали результаты оптического и рентгеновского получения изображений почвы. Для этого авторы исследовали изготовленные заранее шлифы различных почв с помощью оптического микроскопа, а также, поместив шлифы в томограф. Разрешение полученных изображений в обоих случаях было практически одинаковым. Снимки сегментировались и сравнивались между собой путем получения для каждого шлифа трех наборов пикселей порового пространства: 1) присутствующего как в оптическом, так и в рентгеновском изображении, 2) только в оптическом и 3) только в томографическом. На основе пространственного анализа авторы заключили, что на оптических изображениях поровое пространство более связно, а на томографических присутствует повышенное количество малых пор [18]. Данное наблюдение могло быть вызвано подбором порогового значения по гистограмме интенсивностей окрашивания пикселей, так как фундаментальный физический механизм получения снимков в обоих случаях одинаков, а соотношения интенсивностей различных материалов значительно различаются. В настоящее время сравнение метода шлифов и томографии по-прежнему остается актуальной задачей. В том числе потому, что при изготовлении шлифов сама методика наполнения пористого образца смолой, возможно, приводит к значительным структурным деформациям образца. Указанная проблема еще ждет своего исследования.

В целом очевидно, что томографические методы исследования почв обладают множеством новых возможностей и позволят в будущем упростить исследования в различных областях почвоведения: гидрофизике, агрофизике, морфологии, микроморфологии и многих других. Особо следует отметить возможность изучения структуры почвы при разных масштабах: 1) в образцах раз-

мером в несколько сантиметров с разрешениями до сотен нанометров на микротомографах, и 2) в образцах размером до метра с разрешениями до сотен микрометров на медицинских томографах. Качественное описание и совмещение данных о структуре пористых тел при различных масштабах возможно с помощью методов статистической физики [1]. В то же время, несмотря на многочисленные достоинства томографии, метод исследования шлифов по-прежнему остается актуальным, так как позволяет изучать некоторые структуры, недоступные томографии. Например, Fe-Mn ортштейны при рентгеновской томографии могут экранировать свое внутреннее строение, в то время как на оптических изображениях шлифов оно предстает во всей своей красе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые метод рентгеновской томографии применен к почвам России, что позволило получить трехмерные изображения почвенной структуры и порового пространства гумусовых горизонтов целинных дерново-подзолистой и серой лесной почвы европейской территории России. Результаты исследования наглядно продемонстрировали возможности метода и визуализировали морфологические особенности комковато-порошистой и комковато-зернистой структуры суглинистых почв.

Основными преимуществами томографии по сравнению с традиционными морфологическими и микроморфологическими методами являются: 1) трехмерность получаемых данных, 2) высокая скорость получения результатов, в том числе возможность проводить точный трехмерный мониторинг изменения строения почвы, влажности, и других параметров с высоким разрешением (до 1 мкм и меньше), 3) неинвазивность (исследование происходит без изменения строения и свойств образца).

На основе обзора литературы показано, что трехмерные данные о строении агрегатов и порового пространства позволяют улучшить качество расчетов гидрофизических и аэрационных свойств почвы, визуализировать мониторинг техногенных и агрогенных изменений почвы (окультуривание, деградацию, переуплотнение, вымывание органического вещества и т.п.) и обратных процессов восстановления и структуризации, проводить количественное описание трехмерной структуры почвы и т.д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герке К.М., Карсанина М.В., Скворцова Е.Б. Описание и реконструкция структуры почвы с помощью корреляционных функций // Почвоведение. 2012.
2. Герке К.М., Сайдл Р.К., Турунтаев С.Б. Влияние предпочтительных проводящих путей на вертикальный влагоперенос в зоне аэрации: экспериментальное исследование // Геоэкология. 2010. № 5. С. 422–432.
3. Добровольский Г.В., Шоба С.А. Растровая электронная микроскопия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 142 с.
4. Корост Д.В., Калмыков Г.А., Янаскурт В.О., Иванов М.К. Применение компьютерной микротомографии для изучения строения терригенных коллекторов // Геология нефти и газа. 2010. № 2. С. 36–42.
5. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 211 с.
6. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977. 198 с.
7. Скворцова Е.Б. Изменение геометрического строения пор и агрегатов как показатель деградации структуры пахотных почв // Почвоведение. 2009. № 11. С. 1345–1353.
8. Федотов Г.Н., Третьяков Ю.Д., Поздняков А.И., Жуков Д.В., Пахомов Е.И. Влияние коллоидной структуры органо-минерального геля на свойства почв // ДАН. 2004. Вып. 394. С. 212–214.
9. Федотов Г.Н., Третьяков Ю.Д., Поздняков А.И., Пахомов Е.И. Роль органо-минерального геля в формировании нерастворяющегося объема почв // ДАН. 2004. Вып. 397. С. 64–67.
10. Anderson S.H., Gantzer C.J., Boone J.M., Tully R.J. Rapid nondestructive bulk density and soil-water content determination by computed tomography // Soil Science of America. 1988. V. 52. P. 35–40.
11. Baveye P.C., Laba M., Otten W., Bouckaert L., Sterpaio P.D., Goswami R.R., Grinev D., Houston A., Hu Y., Liu J., Mooney S., Pajor R., Sleutel S., Tarquis A., Wang W., Wei Q., Sezgin M. Observer-dependent variability of the thresholding step in the quantitative analysis of soil images and X-ray microtomography data // Geoderma. 2010. V. 157. P. 51–63.
12. Brewer R. Fabric and mineral analysis of soils. New York: J. Wiley and Sons, 1964. 470 p.
13. Capowiez Y., Sammartino S., Michel E. Using X-ray tomography to quantify earthworm bioturbation non-destructively in repacked soil cores // Geoderma. 2011. V. 162. P. 124–131.
14. Cnudde V., Dubruel P., de Winne K., de Witte I., Masschaele B., Jacobs P., Schacht E. The use of X-ray tomography in the study of water repellents and consolidants // Engineering Geology. 2009. V. 103. P. 84–92.
15. Cormack A.M. Representation of foundation by its line with some radiological application // J. Appl. Phys. 1963. V. 34. P. 2722–2727.
16. Crestana S., Cesareo R., Mascarenhas S. Using a computed-tomography miniscanner in soil science // Soil Science. 1986. V. 142. P. 56–61.
17. De Gryze S., Jassogne L., Six J., Bossuyt H., Wevers M., Merckx R. Pore structure changes during decomposition of fresh residue: X-ray tomography analysis // Geoderma. 2006. V. 134. P. 82–96.

18. *Elliot T.R., Heck R.J.* A comparison of optical and X-ray CT technique for void analysis in soil thin section // *Geoderma*. 2007. V. 141. P. 60–60.
19. *Elliot T.R., Reynolds W.D., Heck R.J.* Use of existing pore models and X-ray computed tomography to predict saturated soil hydraulic conductivity // *Geoderma*. 2010. 156: 133–142.
20. *Gerke K.M., Sidle R.C., Tokuda Y.* Sorption of uranine on forest soils // *Hydrological Research Letters*. 2008. V. 2. P. 32–35.
21. *Gibson J.R., Lin H., Bruns M.A.* A comparison of fractal analytical methods on 2- and 3-dimensional computed tomographic scans of soil aggregates // *Geoderma*. 2006. V. 134. P. 335–348.
22. *Goldstein L., Prasher S.O., Ghoshal S.* Three-dimensional visualization of non-aqueous phase liquid volumes in natural porous media using a medical X-ray computed tomography scanner // *Contaminant hydrology*. 2007. V. 93. P. 96–110.
23. *Grosbellet C., Vidal-Beaudet L., Caubel V., Charpentier S.* Improvement of soil structure formation by degradation of coarse organic matter // *Geoderma*. 2011. V. 162. P. 27–38.
24. *Hilfer R.* Geometric and dielectric characterization of porous media // *Phys. Rev. B*. 1991. № 44. P. 60–75.
25. *Hounsfield G.N.* Computerized transverse axial scanning (tomography). Description to system // *Br. J. Radiol.* 1973. V. 46. P. 1016–1022.
26. *Hunt A.G., Skinner T.E., Ewing R.P., Ghanbarian-Alavijeh B.* Dispersion of solutes in porous media // *The European Physical J. B*. 2011. V. 80. P. 411–432.
27. *Kaestner A., Schneebeli M., Graf F.* Visualizing three-dimensional root networks using computed tomography // *Geoderma*. 2006. V. 136. P. 459–469.
28. *Kim H.M., Anderson S.H., Motavalli P.P., Gantzer C.J.* Compaction effects on soil macropore geometry and related parameters for an arable field // *Geoderma*. 2010. V. 160. P. 244–251.
29. *Lonctoc-Roy M., Dutilleul P., Prasher S.O., Han L., Brouillet T., Smith D.L.* Advances in the acquisition and analysis of CT scan data to isolate a crop root system from the soil medium and quality root system complexity in 3-D space // *Geoderma*. 2006. V. 137. P. 231–241.
30. *Luo L., Lin H., Halleck P.* Quantifying soil structure and preferential flow in intact soil using X-ray computed tomography // *Am. Soil Sci. Soc. J.* 2008. V. 72. P. 1058–1069.
31. *Luo L., Lin H., Li S.* Quantification of 3-D soil macropore networks in different soil types and land uses using computed tomography // *J. of hydrology*. 2010. V. 393. P. 53–64.
32. *Martínez F.S.J., Martín M.A., Caniego F.J., Tuller M., Guber A., Pachepsky Y., Garcia-Gutiérrez C.* Multifractal analysis of discretized X-ray CT images for the characterization of soil macropore structures // *Geoderma*. 2010. V. 156. P. 32–42.
33. *Menon M., Yuan Q., Jia X., Dougill A.J., Hoon S.R., Thomas A.D., Williams R.A.* Assessment of physical and hydrological properties of biological soil crusts using X-ray microtomography and modeling // *J. of hydrology*. 2011. V. 397. P. 47–54.
34. *Monga O., Bousso M., Garnier P., Pot V.* Using pore space 3D geometrical modeling to simulate biological activity: Impact of soil structure // *Computers and Geosciences*. 2009. V. 35. P. 1789–1801.
35. *Mooney S.J., Morris C.* A morphological approach to understand preferential flow using image analysis with dye tracer and X-ray computed tomography // *Catena*. 2008. V. 73. P. 204–211.
36. *Nunan N., Ritz K., Rivers M., Feeney D.S., Young I.M.* Investigating microbial micro-habitat structure using X-ray computed tomography // *Geoderma*. 2006. V. 133. P. 398–407.
37. *Oh W., Lindquist B.* Image thresholding by indicator kriging // *IEEE Trans. Pattern. Anal. Mach. Intell.* 1999. V. 21. P. 590–602.
38. *Pedrotti A., Pauletto E.A., Crestana S., Cruvinel P.E., Vaz P.E., Naime J.M., Silva A.M.* Planosol soil sample size for computerized tomography measurement of physical parameters // *Sci. Agric.* 2003. V. 60. P. 735–740.
39. *Peth S., Horn R., Beckmann F., Donath T., Fischer J., Smucker A.J.M.* Three-dimensional quantification of intra-aggregate pore-space features using synchrotron-radiation-based micromorphology // *Soil Science Society of America J.* 2008. V. 72. P. 897–907.
40. *Peth S., Nellesen J., Fischer G., Horn R.* Non-invasive 3D analysis of local soil deformation under mechanical and hydraulic stresses by μ CT and digital image correlation // *Soil and Tillage Research*. 2010. V. 111. P. 3–18.
41. *Piñuela J., Alvarez A., Andina D., Heck R.J., Tarquis A.M.* Quantifying soil pore distribution from 3D images: Multifractal spectrum through wavelet approach // *Geoderma*. 2010. V. 155. P. 203–210.
42. *Pires L.F., Arthur R.C.J., Correche V., Bacchi O.O.S., Reichardt K.* The use of gamma ray computed tomography to investigate soil compaction due to core sampling devices // *Braz. J. Phys.* 2004. V. 34. P. 728–731.
43. *Pires L.F., Bacchi O.O.S., Reichardt K.* Assessment of soil structure repair due to wetting and drying cycles through 2D tomographic image analysis // *Soil and Tillage Research*. 2007. V. 94. P. 537–545.
44. *Pires L.F., Borges J.A.R., Bacchi O.O.S., Reichardt K.* Twenty-five years of computed tomography in soil physics: A literature review of Brazilian contribution // *Soil and Tillage Research*. 2010. V. 110. P. 197–210.
45. *Pires L.F., Cassaro F.A.M., Bacchi O.O.S., Reichardt K.* Non-destructive image analysis of soil surface porosity and bulk density dynamics // *Radiation Physics and Chemistry*. 2011. V. 80. P. 561–566.
46. *Quinton W.L., Elliot T., Price J.S., Rezanezhad F., Heck R.* Measuring physical and hydraulic properties of peat from X-ray tomography // *Geoderma*. 2009. V. 153. P. 269–277.
47. *Rasband W.S., ImageJ U.S.* National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA. <http://imagej.nih.gov/ij/>, 1997–2011.
48. *Rogasik H., Crawford J.W., Wendroth O., Young I.M., Joschko M. & Ritz K.* Discrimination of soil phases by dual energy X-ray tomography // *Soil Science Society of America J.* 1999. V. 63. P. 741–751.

49. Rogasik H., Onasch I., Brunotte J., Jegou D., Wendroth O. Assessment of soil structure using X-Ray computed tomography / Eds.: F. Mees, R. Swennen, M. Van Geet & P. Jacobs Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences. Geological Society, London, Special Publications. 2003. V. 215. P. 151–165.
50. Sander T., Gerke H.H., Rogasik H. Assessment of Chinese paddy-soil structure using X-ray computed tomography // *Geoderma*. 2008. V. 145. P. 303–314.
51. Schlüter S., Weller U., Vogel H.J. Segmentation of X-ray microtomography images of soil using gradient masks // *Computers and Geosciences*. 2010. V. 36. P. 1246–1251.
52. Schrader S., Rogasik H., Onasch I., Jegou D. Assessment of soil structural differentiation around earthworm burrows by means of X-ray tomography and scanning electron microscopy // *Geoderma*. 2007. V. 137. P. 378–387.
53. Sleutel S., Cnudde V., Masschaele B., Vlassenbroek J., Dierick M., van Hoorebeke L., Jacobs P., de Neve S. Comparison of different nano- and micro-focus X-ray computed tomography set-ups for the visualization of the soil microstructure and soil organic matter // *Computer and Geosciences*. 2008. P. 931–938.
54. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Society of America, Inc., Madison, WI. 2003. 184 p.
55. Tippkötter R., Eickhorst T., Taubner H., Gredner B., Rademaker G. Detection of soil water in macropores of undisturbed soil using microfocus X-ray tube computerized tomography (μ CT) // *Soil and Tillage Research*. 2009. V. 105. P. 12–20.
56. Torquato S. Random heterogeneous materials: microstructure and macroscopic properties. Springer-Verlag, New York, 2002. 701 p.
57. Torrance J.K., Elliot T., Martin R., Heck R.J. X-ray computed tomography of frozen soil // *Cold regions science and technology*. 2008. V. 53. P. 75–82.
58. Udawatta R., Anderson S.H. CT-measured pore characteristics of surface and subsurface soils influenced by agroforestry and grass buffers // *Geoderma*. 2008. V. 145. P. 381–389.
59. Yanusa I.A.M., Braun M., Lawrie R. Amendment of soil coal fly ash modified the burrowing habits of two earthworm species // *Applied soil ecology*. 2009. V. 42. P. 63–68.

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.461

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРЫ МИКРОБНОЙ БИОМАССЫ ПОЧВ В УСЛОВИЯХ ЗАЛЕЖИ*

© 2012 г. Л. М. Полянская, Н. И. Суханова, К. В. Чакмазян, Д. Г. Звягинцев

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

e-mail: lpolyanskaya@mail.ru

Поступила в редакцию 19.10.2010 г.

Показано, что в почвах залежи возрастает численность и биомасса разных групп микроорганизмов по сравнению с почвами пашни. Во всех вариантах залежей и пашен в структуре общей биомассы микроорганизмов наблюдается доминирование грибного мицелия — от 90% в верхних горизонтах до 97% в нижних горизонтах. В структуре грибной биомассы в почвах пашен больше доля спор, которая составляет от 9% в верхних горизонтах до 4% в нижних. В почвах залежи этот процент меньше — 3.5–6%. В почвах залежи больше процент биомассы прокариотных микроорганизмов. Запасы и структура микробной биомассы почв, находящихся в условиях залежи, более приближены к ненарушенным почвам. В дерново-карбонатной почве данные показатели изменяются за 10 лет, в выщелоченном черноземе — за 25 лет.

ВВЕДЕНИЕ

Микробные системы играют важную роль в биогеоценозах. Они во многом определяют потоки энергии в круговороте веществ. Ряд звеньев круговорота веществ выполняют только микроорганизмы, часть звеньев выполняется преимущественно микроорганизмами. Известна поразительная устойчивость микробных систем почв, однако антропогенные воздействия приводят к ее нарушению. Вначале возникают структурные, а затем и функциональные изменения. На настоящем этапе развития экологической микробиологии необходимо иметь сведения об естественных микробиологических параметрах, характерных для разных природных экосистем, не подвергавшихся существенному воздействию человека. Эти исследования проводятся главным образом в заповедниках [1, 5]. Такое изучение дает возможность определить характер изменений, вызываемых антропогенными воздействиями [17–19]. Перспективным представляется сопоставление микробных комплексов почв, подвергнутых антропогенному воздействию с таковыми в относительно сохранных почвах. Проанализированы и сравнены строение и функционирование микробных комплексов в ряде ненарушенных лесных почв Европейской части России [12, 13] и сопряженных с ними почвах, испытывающих антропогенную нагрузку (сельскохозяйственное освоение, загрязнение тяжелыми металлами и т.п.) [9, 16]. Полученные показатели запасов и структуры микробной биомассы могут быть использованы в качестве

критериев, необходимых для оценки способности экосистем поддерживать гомеостаз [14].

Важнейшей микробиологической характеристикой любой почвы является общая численность и структура микробного сообщества. Традиционно наибольшее внимание почвенные микробиологи уделяли подстилке и верхним гумусированным горизонтам. Однако важно изучить микробиологические характеристики по всему профилю исследуемой почвы [6, 7, 22]. С нашей точки зрения особенно интересным представляется сравнение распределения численности разных групп микроорганизмов в пахотных почвах и аналогичных почвах, находящихся в условиях залежи, чтобы определить время, необходимое для возвращения

Таблица 1. Прирост общего содержания органического углерода и легкоразлагаемого органического вещества (по сравнению с пашней) в верхних горизонтах чернозема выщелоченного и дерново-карбонатной почвы

Залежь, лет	С общ	ЛОВ
	% от почвы	
Чернозем выщелоченный		
25	0.76	0.86
16	0.43	0.40
10	1.62	0.20
Дерново-карбонатная почва		
10	0.76	1.07

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-0400292а).

микробиологических характеристик пахотной почвы к таковым в ненарушенных [24].

Целью настоящей работы была оценка основных количественных характеристик микробного сообщества по профилю дерново-карбонатной почвы и выщелоченного чернозема, находящихся в условиях пашни и залежи, и определить время возвращения микробиологических характеристик пахотных почв к таковым близким для ненарушенных почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов исследования были взяты:

— чернозем выщелоченный (Нижегородская обл.) — 25-, 16-, 10-летняя залежи и пашня. Залежные участки чернозема выщелоченного разнесены в пространстве, поэтому пробы отбирались попарно: на залежном участке и на расположенной рядом пашне.

— дерново-карбонатная почва (Пермский край, Болдино) — регулярная пашня и 10-летняя залежь.

В пробах определено общее содержание органического углерода и легкоразлагаемого органического вещества (детрита). Данные свидетельствуют о том, что по мере нахождения пахотной почвы в залежном состоянии, в верхних горизонтах происходит накопление общего содержания органического углерода и легкоразлагаемого органического вещества (детрита), хотя скорость и интенсивность этого процесса различны (табл. 1).

Учитывалась длина мицелия грибов и актиномицетов, численность спор грибов и бактерий в пахотных почвах и почвах залежи.

Метод учета микроорганизмов. Общее количество микроорганизмов определяли с помощью метода люминесцентной микроскопии. Препараты для подсчета бактерий и мицелия актиномицетов окрашивали акридином оранжевым, для учета спор и мицелия грибов — калькофлуором белым. Расчет количества клеток (мицелия) на 1 г почвы проводили по формуле: $N = S_1 an / \nu S_2 c$, где: N — число клеток (длина мицелия, мкм) в 1 г почвы; S_1 — площадь препарата (мкм^2);

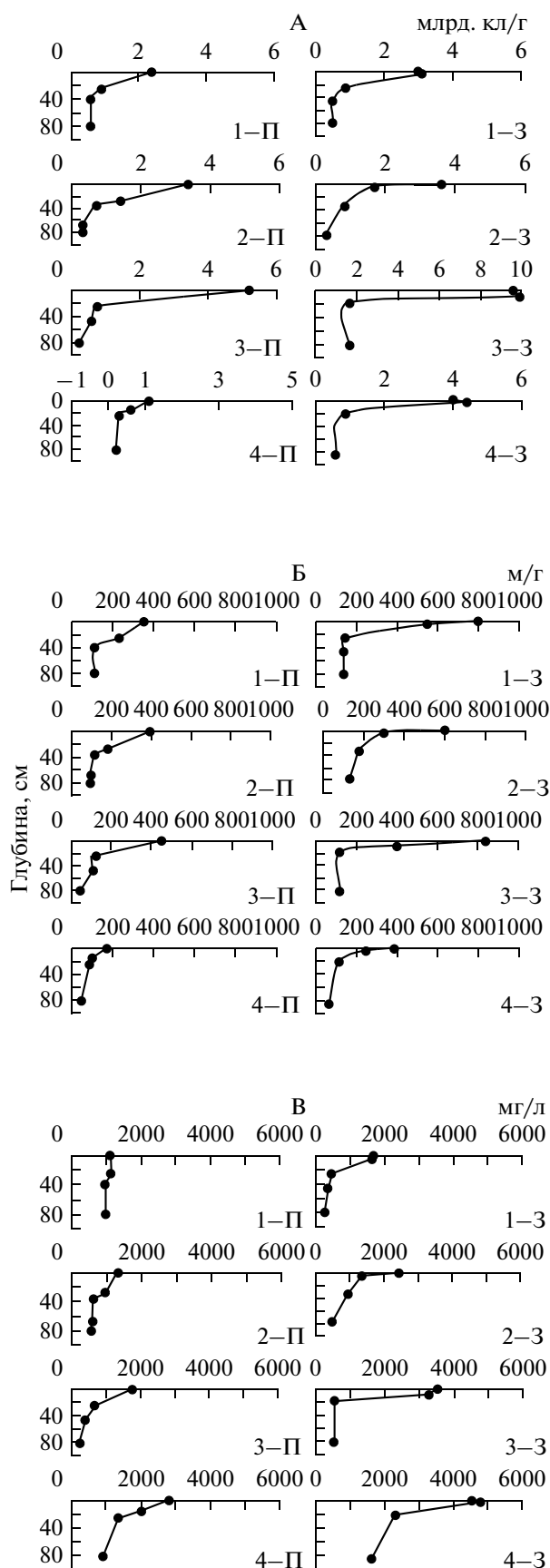


Рис. 1. Распределение численности клеток бактерий (млрд. кл/г) — А, длины мицелия актиномицетов — Б и мицелия грибов — В по профилю изученных почв. Обозначения: П — пашня, 3 — залежь. 1П, 13 — выщелоченный чернозем, находящийся в условиях пашни и залежи в течение 10 лет; 2П, 23 — выщелоченный чернозем, находящийся в условиях пашни и залежи в течение 16 лет; 3П, 33 — выщелоченный чернозем, находящийся в условиях пашни и залежи в течение 25 лет. 4П, 43 — дерново-карбонатная почва Пермского края, находящаяся в условиях пашни и залежи в течение 10 лет.

Таблица 2. Структура микробной биомассы пахотных почв и почв залежи

Глубина, см	Биомасса, % от общей биомассы микроорганизмов		
	спор грибов	прокариот	мицелия грибов
Чернозем выщелоченный, пашня 10 лет			
0–25	6.7	2.2	91.1
25–40	5.4	1	93.6
40–80	4	0.7	95.3
80–100	4	0.7	95.3
Чернозем выщелоченный, залежь 10 лет			
0–4	4.3	2.7	93
4–26	4.2	2.8	93
26–46	4.1	2.6	93.3
46–80	4.1	2.6	93.3
80–100	4.1	3.1	92.8
Чернозем выщелоченный, пашня 16 лет			
0–28	8.2	2.8	89
28–37	7.2	1.5	91.3
37–68	4.6	1.2	94.2
68–80	4.5	0.9	94.6
80–110	4.3	1.1	94.6
Чернозем выщелоченный, залежь 16 лет			
0–5	6.3	2.1	91.6
5–34	6.2	2	91.8
34–78	4.8	1.7	93.5
78–110	4.8	1.7	93.5
Чернозем выщелоченный, пашня 25 лет			
0–25	8.7	2.4	88.9
25–48	7.6	1.2	91.2
48–82	7.1	1.8	91.1
82–100	5.8	1	93.2
Чернозем выщелоченный, залежь 25 лет			
0–9	3.5	3	93.5
9–19	3	2.9	94.1
19–82	3	2.8	94.2
82–100	3	2.8	94.2
Дерново-карбонатные, пашня 10 лет			
0–15	5	0.7	94.3
15–25	2.82	0.48	96.7
25–82	2.2	0.4	97.4
82–110	1.8	0.5	97.7
Дерново-карбонатные, залежь 10 лет			
0–3	3.9	0.8	95.3
3–21	2.34	0.86	96.8
21–85	2.3	0.5	97.2
85–120	2.1	0.4	97.5

a — количество клеток (длина мицелия, мкм) в одном поле зрения (усреднение производилось по всем препаратам); n — показатель разведения почвенной суспензии (мл); v — объем капли, наносимой на стекло (мл); S_2 — площадь поля зрения микроскопа (мкм²); c — навеска почвы (г).

Удельная масса (плотность) микроорганизмов равна 1 г/см³, а содержание воды в клетках — 80%. Расчеты биомассы проводили, учитывая, что биомасса сухого вещества для 1 бактериальной клетки объемом 0.1 мкм³ — 2×10^{-14} г, для 1 м мицелия актиномицетов диаметром 0.5 мкм 3.9×10^{-8} г [8]. С учетом замеренного диаметра спор и мицелия грибов реальную биомассу вычисляли по формуле (для спор — $0.0836r^3 \times 10^{-11}$ г, для мицелия — $0.628r^2 \times 10^{-6}$ г [11]).

Для численности бактерий среднее квадратическое отклонение (σ_{n-1}) не превышало 10%, для мицелия и спор грибов, а также для актиномицетного мицелия — 15%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1А представлены данные по распределению численности бактерий в профиле изученных почв. Как следует из рисунка, наибольшей численностью во всех изученных вариантах почв характеризуется верхний слой гор. А. Численность бактерий резко снижается на глубине 40 см, и далее она стабилизируется на определенном уровне практически во всех изученных почвах, что отмечалось нами ранее для различных типов зональных почв [10, 12, 13]. При сравнении пашни и залежи отмечается, что численность бактерий в верхнем слое гор. А всех почв залежи в 1.5–4 раза больше, чем в аналогичных слоях пашни. Численность бактерий в нижних слоях изученных вариантах почв также больше в залежи, чем в таковых пашни [23]. Следует отметить, что численность бактерий выше в варианте выщелоченного чернозема, который находился в условиях залежи в течение 25 лет, но и в условиях пашни численность здесь была значительно выше таковых для аналогичных вариантов пашен.

Длина актиномицетного мицелия (рис. 1Б) в верхнем слое пашен выщелоченного чернозема примерно одинакова во всех вариантах. Но в дерново-карбонатной почве она составляла около 200 м/г почвы, что более чем в 2 раза меньше таковых для разных вариантов выщелоченного чернозема. В верхнем слое гор. А всех изученных вариантах почв она в 1.5–2 раза больше в залежных почвах по сравнению с таковыми пашен [21]. В нижних слоях длина мицелия актиномицетов

практически одинакова во всех вариантах почв как пашен, так и залежи.

Длина грибного мицелия была в 1.5–2.5 раза больше в верхнем слое всех почв залежей по сравнению с таковыми пашен (рис. 1В). Наибольшей длиной, достигающей 3500–5000 м, характеризуются почвы залежей дерново-карбонатной почвы и выщелоченного чернозема, находящихся в залежи 10 и 25 лет. В этих вариантах почв пашен длина мицелия грибов также больше, чем в аналогичных вариантах, где происходило распаивание почвы выщелоченного чернозема в течение 10 и 16 лет. Максимальная длина мицелия грибов в верхнем слое выщелоченного чернозема наблюдалась в варианте почвы залежи, находящейся в этих условиях в течение 25 лет. Для дерново-карбонатной почвы залежи такая численность была достигнута через 10 лет.

Показатель, который характеризует почвы, находящиеся в сельскохозяйственном использовании – процент спор в общей биомассе микроорганизмов. Он, как было показано нами ранее [14, 15, 17, 20] увеличивается в ходе распашки почв. Распределения спор грибов и их численность выше в верхнем слое гор. А, а в почвах залежи она в 1.5–2.5 раза больше таковых пашни. С глубиной численность спор уменьшается, наиболее резко в пахотных почвах. Исключением является пахотная почва выщелоченного чернозема, находящаяся в условиях пашни в течение десяти лет. Здесь численность спор в нижних горизонтах пашни больше аналогичных горизонтов 10-летней залежи (табл. 2).

Как следует из табл. 2 и рис. 2, процент спор в общей биомассе микроорганизмов в 1.5–2 раза больше в верхнем слое распашанных почв по сравнению с аналогичными почвами залежи. Далее вниз по профилю во всех почвах залежи он не меняется, а для некоторых почв пашен наблюдается тенденция к уменьшению этого показателя.

Общая биомасса, представленная на рис. 3, отражает тенденцию распределения общего мицелия по профилю всех изученных почв. В верхнем слое залежных почв она в 2–3 раза больше аналогичных почв пашен. В почвах залежи наблюдается более резкое уменьшение общей биомассы микроорганизмов по сравнению с почвами пашни. В этой части полученные результаты подтверждают результаты исследований почв Центрального биосферного государственного и Окского заповедников [3–5, 10].

Так как профиль всех изученных почв примерно одинаков (и по глубине и по горизонтам), мы попытались сложить биомассу всех микроорганизмов в грамме почвы всех горизонтов в профи-

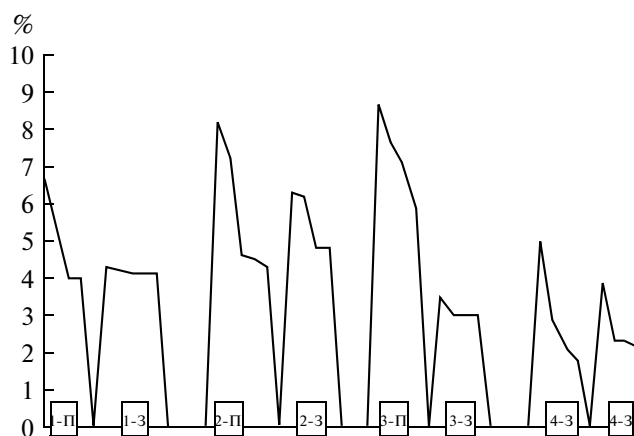


Рис. 2. Распределение по профилю изученных почв биомассы спор грибов (% от общей биомассы микроорганизмов). Обозначения см. рис. 1.

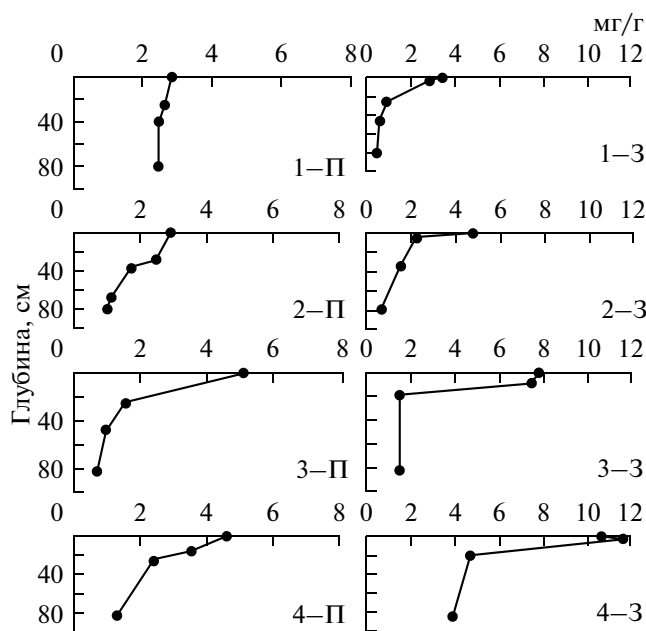


Рис. 3. Распределение общей биомассы разных групп микроорганизмов по профилю изученных почв.

ле. На рис. 4 представлена вычисленная таким образом суммарная биомасса. В дерново-карбонатной почве биомасса в почве залежи более чем в два раза превышала биомассу пашни. В выщелоченном черноземе в 16- и 25-летней залежи она была чуть больше биомассы пашни. В 10-летней залежи она была меньше таковой пашни. Это связано с резким уменьшением длины грибного мицелия в нижних горизонтах залежи (рис. 1Б).

Общая биомасса, представленная на рис. 5А, отражает тенденцию распределения биомассы микроорганизмов по профилю всех изученных

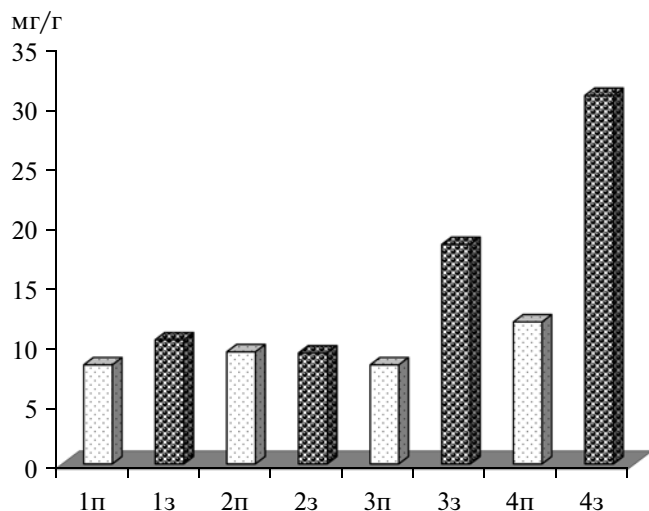


Рис. 4. Запасы микробной биомассы в 1 г почвы, взятой на разных глубинах профиля изученных почв.

почв. В залежных почв она в 1.5–3 раза больше аналогичных почв пашен. В почвах залежи наблюдается более резкое уменьшение общей биомассы микроорганизмов по сравнению с почвами пашни. Полученные результаты подтверждают результаты исследований почв Центрального биосферного государственного и Окского заповедников [2, 3, 4, 10].

На рис. 5Б представлена биомасса микроорганизмов двух гумусированных горизонтов изученных почв. В отличие от биомассы по всему про-

филю почв (рис. 5А), микробная биомасса во всех вариантах залежи гумусированных горизонтов была существенно выше биомассы этих горизонтов пашен. На основании этих данных была сделана попытка рассчитать скорость прироста микробной биомассы в залежах этих почв.

На рис. 6 приведены данные по приросту микробной биомассы в год (в мг/г). Как видно, наибольший прирост микробной биомассы отмечался для дерново-карбонатной почвы и составлял 1.4 мг прироста в год. За 10 и 16 лет в выщелоченном черноземе он был незначительным, составляя при этом около 0.1 мг. В залежи 25-летней залежи он заметно вырос и уже составил 0.35 мг прироста в год.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, во всех изученных почвах доминировала биомасса грибного мицелия, составляя от 90% общей биомассы микроорганизмов в верхнем слое почв, возрастая вниз по профилю до 97%. В почвах залежи процент грибного мицелия был больше по сравнению с почвами пашни. В последних почвах был больше процент биомассы спор грибов (табл. 2). Доля прокариот была невысока и не превышала 1–3%, причем в почвах залежи этот процент был несколько больше, чем в пашне.

Дерново-карбонатная почва в отличие от чернозема, формирующаяся в более жестких условиях,

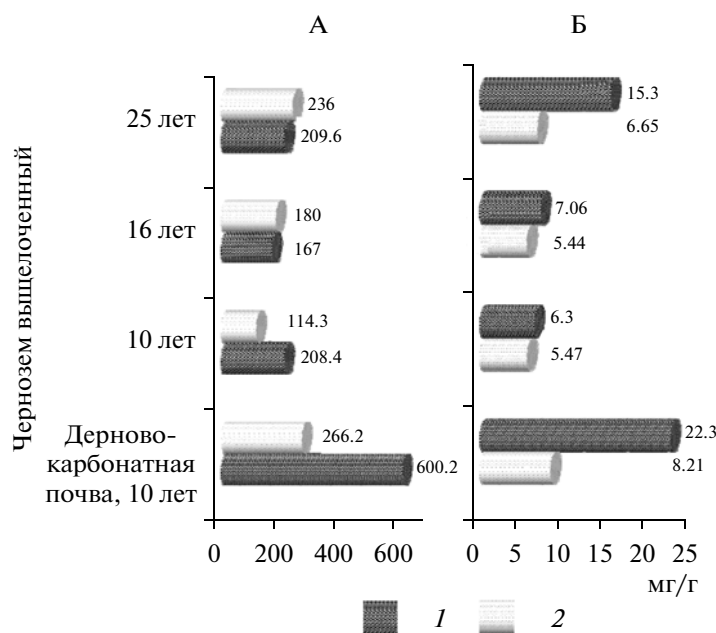


Рис. 5. Запасы общей биомассы микроорганизмов по профилю всех изученных почв (А) и в двух верхних гумусированных горизонтах (Б) на пашне (1) и залежи (2).

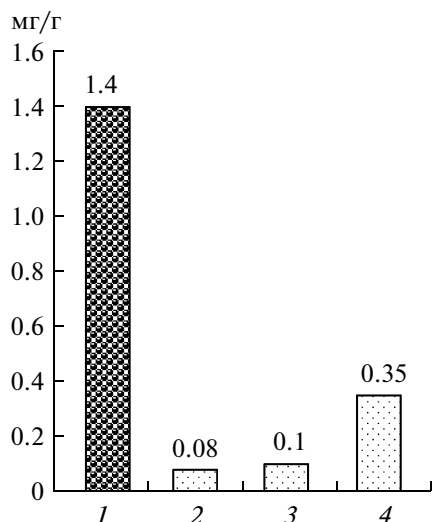


Рис. 6. Прирост микробной биомассы в год в гумусированных горизонтах пашен и залежей разных лет: 1 — дерново-карбонатная почва, 2—4 — выщелоченный чернозем, 10-, 16- и 25-летняя залежь соответственно.

характеризуется более высокой скоростью прироста микробной биомассы. Это можно объяснить, во-первых, большим ростом при оставлении почвы в залежь детрита, то есть легкодоступного для микроорганизмов органического вещества. Второй причиной может быть высококачественная технология использования пашни в хозяйстве “Болдино”. По данным хозяйства на поля вносятся большое количество органических удобрений, пашня характеризуется малой степенью выпашанности и высоким плодородием, а, следовательно, и слабой нарушенностью микробного сообщества.

Таким образом, в качестве характеристики агроэкологического состояния почв нужно учитывать следующие показатели: 1) размеры общей микробной биомассы; 2) соотношение прокариот и эукариот в общей микробной биомассе; 3) соотношение доли спор и грибного мицелия в структуре грибной биомассы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Головченко А.В., Полянская Л.М. Сезонная динамика численности и биомассы микроорганизмов по профилю почв // Почвоведение. 1996. № 10. С. 1227–1233.
2. Головченко А.В., Полянская Л.М. Особенности годовых сукцессий микроорганизмов в почвах Южной тайги // Почвоведение. 2000. № 3. С. 320–328.
3. Головченко А.В., Полянская Л.М. Сезонная динамика численности и биомассы микроорганизмов по профилю почвы // Почвоведение. 1996. № 10. С. 1227–1233.
4. Гейдебрехт В.В. Определение микроорганизмов по профилю разных типов почв. Дис. ... канд. биол. н. М., 1999. 136 с.
5. Добровольская Т.Г., Павлова О.С., Полянская Л.М., Звягинцев Д.Г. Бактериальные комплексы лесных биогеоценозов Окского заповедника, пространственная структура и таксономическое разнообразие // Микробиология. 1995. Т. 64. № 6. С. 815–819.
6. Звягинцев Д.Г., Добровольская Т.Г., Бабьева И.П., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Полянская Л.М., Чернов И.Ю. Структурно-функциональная организация микробных сообществ. Проблемы фундаментальной экологии. Экология в России на рубеже XXI в. (наземные экосистемы). М.: Научный мир, 1999. С. 147–180.
7. Звягинцев Д.Г., Полянская Л.М., Гончиков Г.Г., Корсунов В.М. Биомасса микроорганизмов в почве Забайкалья // Почвоведение. 1999. № 9. С. 1132–1139.
8. Кожевин П.А., Полянская Л.М., Звягинцев Д.Г. Динамика развития различных микроорганизмов в почве // Микробиология. 1979. Т. 48. № 4. С. 490–494.
9. Никонов В.В., Лукина Н.В., Полянская Л.М., Паникова А.Н. Особенности распространения микроорганизмов в Al-Fe-гумусовых подзолах северо-таежных еловых лесов: природные и техногенные аспекты // Микробиология. 2001. Т. 70. № 3. С. 374–383.
10. Павлова О.С. Структура микробных сообществ почв Окского заповедника. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1998. 22 с.
11. Полянская Л.М. Микробная сукцессия в почве. Дис. ... докт. биол. н., М., 1996. 96 с.
12. Полянская Л.М., Гейдебрехт В.В., Звягинцев Д.Г. Биомасса грибов в различных типах почв // Почвоведение. 1995. № 5. С. 566–572.
13. Полянская Л.М., Гейдебрехт В.В., Степанов А.Л., Звягинцев Д.Г. Распределение численности и биомассы микроорганизмов по профилю зональных типов почв // Почвоведение. 1995. № 3. С. 322–328.
14. Полянская Л.М., Звягинцев Д.Г. Содержание и структура микробной биомассы как показатель экологического состояния почв // Почвоведение. 2005. № 6. С. 706–714.
15. Полянская Л.М., Лукин С.М., Звягинцев Д.Г. Изменение состава микробной биомассы в почве при окультуривании // Почвоведение. 1997. № 2. С. 206–212.
16. Полянская Л.М., Никонов В.В., Лукина Н.В., Паникова А.Н., Звягинцев Д.Г. Микроорганизмы Al-Fe-гумусовых подзолов сосняков лишайниковых в условиях аэротехногенного загрязнения // Почвоведение. 2001. № 2. С. 215–226.
17. Полянская Л.М., Свешникова А.А., Лукин С.М. Особенности почвенных микробиоценозов различных угодий Владимирской области // Почвоведение. 2001. № 4. С. 461–468.
18. Полянская Л.М., Свешникова А.А. Структура микробной биомассы окультуренных почв (на примере почв Владимирской области) // Тр. Всерос.

- конф. “Перспективы развития почвенной биологии”. М., 2001. С. 249–265.
19. Полянская Л.М., Свешникова А.А., Лукин С.М. Влияние окультуривания и мезорельефа на структуру микробной биомассы дерново-подзолистой и серой лесной почв // Микробиология. 2002. Т. 70. № 4. С. 558–566.
20. Широких А.А., Широких И.Г., Полянская Л.М. Профильное распределение численности и биомассы микроорганизмов в дерново-подзолистых почвах Кировской области // Почвоведение. 2001. № 7. С. 845–851.
21. Kjoller A., Struwe S. Microfungi in ecosystems: fungal occurrence and activity in litter and soil // Oikos. 1982. V. 39. P. 389–422.
22. Lavahum M.F.E., Joergensen R.G., Meyer B. Activity and biomass of soil microorganisms at different depths // Biol Fertil Soils. 1996. V. 23. P. 38–42.
23. McCaig A.E., Grayston S.J., Prosser J.I., Glover L.A. Impact of cultivation on characterisation of species composition of soil bacterial communities // FEMS Microbiology Ecology. 2001. V. 35. P. 37–48.
24. Steenwerth K.L., Jackson L.E., Caldero'n F.J. et al. Soil microbial community composition and land use history in cultivated and grassland ecosystems of coastal California // Soil Biol Biochem. 2003. V. 5. P. 489–500.

РАЗВИТИЕ АКТИНОМИЦЕТОВ В БУРОЙ ПОЛУПУСТЫННОЙ ПОЧВЕ
ПРИ НИЗКОМ ДАВЛЕНИИ ВЛАГИ© 2012 г. Д. Г. Звягинцев, Г. М. Зенова, И. И. Судницын, Т. А. Грачева, Е. Е. Лапыгина,
К. Р. Напольская, А. Е. Судницына

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

e-mail: zenova38@mail.ru

Поступила в редакцию 19.01.2011 г.

В бурой полупустынной почве даже при экстремально низком давлении почвенной влаги ($P = -96.4$ МПа = -964 атм, a_w 0.50) в условиях лабораторного эксперимента споры ксеротолерантного штамма *Streptomyces odorifer* прорастают, проростки увеличиваются в длину, образуя мицелий, на котором формируются споры новой генерации (проходит полный цикл развития актиномицета от споры до образования новых спор). Продолжительность первых циклов развития актиномицета варьировала от 13 суток при $P = -27$ атм до 57 суток при $P = -964$ атм и была прямо пропорциональной абсолютной величине давления почвенной влаги (P). В течение первых циклов развития актиномицета скорость прироста концентрации проросших спор и мицелия, а также логарифмы отношений концентрации мицелия к концентрации проросших спор находились в обратной линейной зависимости от логарифма P . Существование этих функциональных зависимостей свидетельствует о том, что именно энергетическое состояние влаги определяет ее доступность почвенной биоте и, следовательно, активность протекающих в ней физиологических и биохимических процессов.

ВВЕДЕНИЕ

Организмы, обитающие в почвах аридных зон, обладают различными механизмами защиты от почвенной засухи. Энергетическое состояние почвенной влаги, являющееся важным фактором роста и развития микроорганизмов [8], характеризуется величиной давления почвенной влаги (P , мегапаскали) или ее активности (a_w), которая равна относительной влажности воздуха (выраженной в долях единицы), находящегося в состоянии термодинамического равновесия с почвенной влагой. Ранее существовало мнение, что прокариоты более требовательны к давлению влаги, чем эукариоты (например, грибы), и могут развиваться лишь при P , больше -4 мегапаскалей (МПа), то есть при a_w , больше 0.95, тогда как грибы способны развиваться даже при $P = -70$ МПа ($a_w = 0.60$) [4, 8, 14–16]. Однако, усовершенствовав методику исследования влияния P и a_w на развитие актиномицетов, авторам данной статьи удалось показать, что споры некоторых ксеротолерантных мицелиальных бактерий способны прорастать (а мицелий — расти) в различных средах даже при еще более низком уровне активности и давления влаги ($P = -96.4$ МПа; a_w 0.50) [2, 3, 5, 6].

Цель данной работы — определить закономерности прохождения актиномицетами различных стадий развития при низких уровнях активности и давления влаги в естественной почве.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования служил ксеротолерантный стрептомицет — *Streptomyces odorifer* штамм 1, хранящийся в музее кафедры биологии почв факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. Ксеротолерантность этого штамма доказана экспериментами, показавшими, что в тонком слое питательного агара его споры способны прорастать (а мицелий — удлиняться) даже при очень низкой увлажненности среды ($P = -96.4$ МПа; a_w 0.50) [6].

Споры *S. odorifer* высевали в бурую полупустынную почву (Астраханская обл., Володарский р-н, бугор “Большой Барфон”). Этот бугор является одним из “бугров Бэра” — специфических геоморфологических образований, формирующих ландшафт Прикаспийской низменности. На вершинах бугров развиты зональные (незасоленные) бурые полупустынные почвы, а в межбугровых понижениях эти почвы засолены. Для засоленных почв бугра “Большой Барфон” характерно хлоридно-сульфатное засоление. По данным водных вытяжек содержание аниона хлора в различных горизонтах бурых полупустынных почв варьирует от 1 до 95 ммоль(–)/100 г почвы, SO_4^{2-} — от 2 до 129 ммоль(–)/100 г почвы, катиона магния — от 1 до 30 ммоль(+)/100 г почвы, натрия — от 3 до 164 ммоль(+)/100 г почвы [13].

Различные уровни P и a_w в эксикаторах и в течение всего периода наблюдений поддерживали с помощью насыщенных растворов различных со-

Таблица 1. Относительная влажность воздуха (ОВВ), давление влаги (P) и активность воды (a_w) над насыщенными растворами солей

Соль	P , МПа	ОВВ, %	a_w
$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$	–96.4	50	0.50
KCl	–22.6	86	0.86
K_2SO_4	–2.8	98	0.98

лей (табл. 1) [9, 10–12]. Создавали три уровня увлажнения почв: максимальная гигроскопическая влажность ($P = -2.8$ МПа, $a_w = 0.98$), максимальная адсорбционная влагоемкость ($P = -22.6$ МПа, $a_w = 0.86$) и экстремально низкая увлажненность ($P = -96.4$ МПа, $a_w = 0.50$).

Эксперименты проводили по специально разработанной методике [7]. Образцы простерилизованной почвы (массой 1 г), просеянной через сито (диаметр отверстий 1 мм), размещали ровным слоем (толщиной 1 мм) в стерильных чашках Петри (диаметром 10 см). Количество чашек (33) было равно количеству сроков экспозиции (7, 10, 14, 17, 21, 28, 36, 43, 50, 57 и 64 суток), умноженному на количество вариантов увлажнения почвы (3).

Открытые чашки с почвой ставили в эксикаторы, в нижней части которых находились насыщенные растворы различных солей, и выдерживали там в условиях постоянной влажности воздуха и температуры (28°C) до достижения равновесия (то есть до установления постоянной массы чашек). Влажность воздуха в эксикаторах измеряли при помощи цифрового термовлагометра Viking AB (с точностью $\pm 1\%$). Затем в чашки вносили по 0.25 мл моноспоровой суспензии стрептомицета (ее концентрация была равна 10^9 кл/мл). После этого чашки с почвой подсушивали под лампой до установленной ранее постоянной массы и вновь помещали в эксикаторы с различными уровнями влажности воздуха, которые в течение всего опыта (64 сут) находились в термостате (28°C).

По достижении очередного срока экспозиции из каждого эксикатора извлекали по одной чашке, и почву из каждой чашки переносили в колбу (со 100 мл стерильной воды). Для десорбции клеток актиномицета с поверхности почвенных частиц, суспензии в течение двух минут обрабатывали на ультразвуковой установке УЗДН-1 (частота тока 22 кГц, сила тока 0.44 А). После этого

из каждой колбы отбирали одну каплю суспензии, наносили ее на предметное стекло и равномерно распределяли на площади 4 см². Затем полученные препараты подсушивали до воздушно-сухого состояния, окрашивали акридином оранжевым и с помощью люминесцентного микроскопа (Zeiss Axioscop 2 plus) определяли среднее количество проросших спор и длину фрагментов мицелия в каждом из полей зрения микроскопа. На каждом стекле просматривали по 90 полей зрения, что обеспечило достаточно высокую достоверность полученных средних данных.

В последующие сроки экспозиции использовали чашки, остававшиеся в эксикаторах.

Концентрацию проросших спор и удельную длину мицелия рассчитывали по формуле:

$$N = (S_1 a n) / (V S_2 C),$$

где N – концентрация проросших спор актиномицета, количество спор/г почвы (или удельная длина мицелия, м/г почвы); S_1 – площадь препарата, мкм²; a – среднее количество проросших спор (или средняя длина мицелия) в одном поле зрения микроскопа; n – показатель разведения почвы; V – объем капли; S_2 – площадь поля зрения микроскопа, мкм²; C – масса почвы в чашке Петри [7].

Для оценки достоверности полученных данных был проведен их статистический анализ с помощью программы “STATISTICA 6.1”. Для определения достоверности полученных данных необходимо было определить тип статистического распределения, адекватно описывающий массив полученной информации. Обычно это делается при помощи проверки гипотезы о допустимости предполагаемого типа статистического распределения с помощью критерия хи-квадрат (χ^2) [1]. Большой объем полученного в данной работе массива экспериментальных данных, достигающий 720 значений для каждого уровня увлажнения почвы, позволил провести такую проверку.

Традиционно эту процедуру начинают с проверки гипотезы о допустимости нормального статистического распределения (Гаусса) [1]. Четко выраженная ассиметричность полученного экспериментального распределения (рис. 1) ясно свидетельствует о том, что оно не является нормальным статистическим распределением. Действительно, проверка гипотезы о допустимости нормального распределения показала, что величины критерия χ^2 при давлениях влаги –96.4, –22.6 и –2.8 МПа равны, соответственно, 98.43, 89.09 и 183.79. Эти величины во много раз превышают допустимую величину (5.99), соответствующую количеству имеющихся классов статистической выборки (5) и принятому уровню значимости (0.05) [1]. Следовательно, при уровне значимости 0.05 полученное экспериментальное статистиче-

ское распределение недопустимо рассматривать как нормальное.

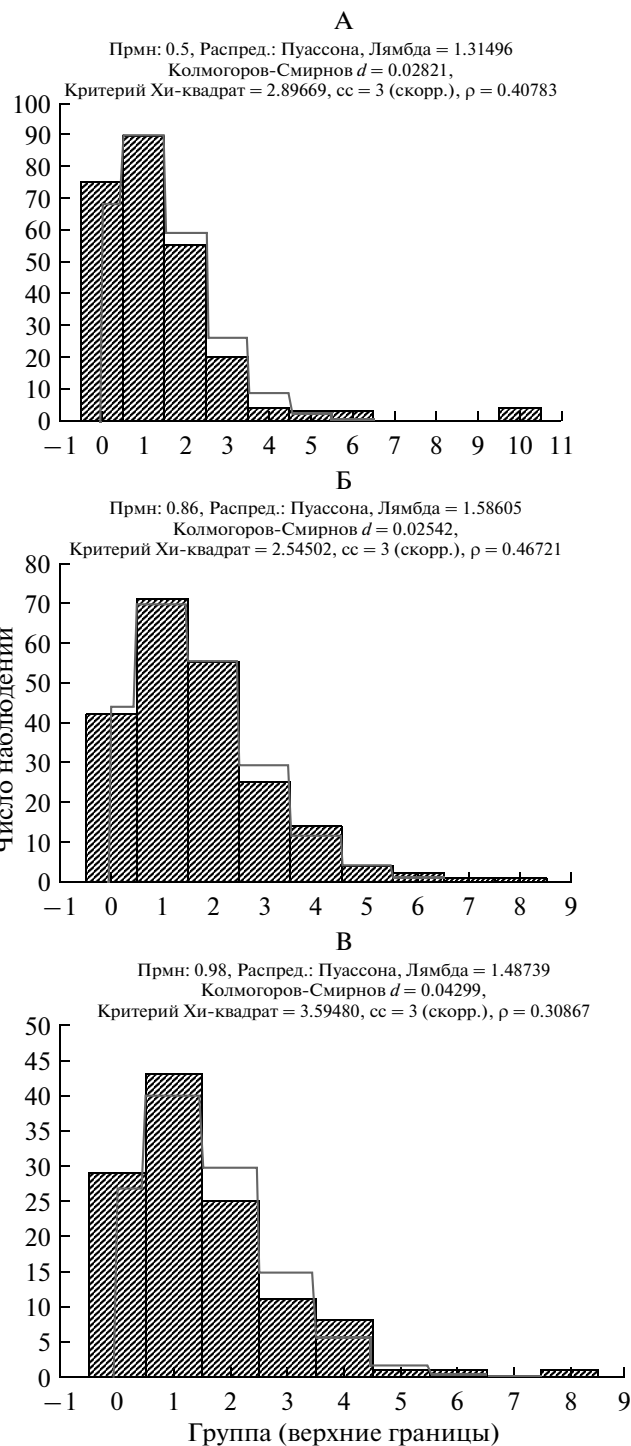
Если же предположить, что полученные данные описываются статистическим распределением Пуассона, то критерий χ^2 для разных вариантов увлажнения почвы уменьшится в десятки раз (соответственно, до 2.90, 2.55 и 3.59) (рис. 1). Эти величины значительно меньше 5.99; следовательно, при уровне значимости 0.05 полученное экспериментальное распределение допустимо рассматривать как статистическое распределение Пуассона.

В соответствии со свойствами распределений Пуассона, полученные экспериментальные данные имеют статистически обоснованные характеристики: средние арифметические значения массивов случайных величин — $\bar{x}$ (в компьютерной программе “STATISTICA 6.1” символ $\bar{x}$ заменен греческой буквой лямбда — λ); средние квадратические (стандартные) отклонения (σ) этих величин от среднего арифметического; коэффициенты вариации (V). Для распределений Пуассона $\sigma = \sqrt{\lambda}$.

Комбинируя формулу для вычисления средней квадратической ошибки среднего ($\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$), которая справедлива для всех типов распределений, формулу для расчета относительной ошибки среднего ($E = \frac{\sigma_{\bar{x}}}{\bar{x}} \times 100\%$) и формулу для расчета коэффициента вариации ($V = \frac{\sigma}{\bar{x}} \times 100\%$), где n — количество измерений, легко получить выражение $E = \frac{V}{\sqrt{n}}$, характеризующее относительные ошибки полученных средних значений $\bar{x}$ (λ).

В данной работе для достаточно точного определения средних арифметических значений ($\bar{x}$, или λ) все измерения производились в 90-кратной повторности (на каждом стекле были про-

Рис. 1. Статистическое распределение (Пуассона) данных о количестве спор *Streptomyces odorifer* шт. 1 в одном поле зрения микроскопа при различных уровнях давления влаги (P) и активности воды в почве (a_w): А — $P = -96.4$ МПа ($a_w = 0.50$); Б — $P = 22.6$ МПа ($a_w = 0.86$); В — $P = -2.8$ МПа ($a_w = 0.98$). Условные обозначения: “Лямбда” (λ) — среднее арифметическое значение массива случайных величин; “сс” — степень свободы; “скорр.” — скорректированная; “р” — вероятность встречаемости значений λ в полях зрения микроскопа; “Число наблюдений” — частота встречаемости различных “групп”; “Группа (верхние границы)” — количество спор в одном поле зрения микроскопа; заштрихованные столбики гистограмм — экспериментальные частоты встречаемости различных “Групп”, а незаштрихованные столбики (и горизонтальные линии в заштрихованных столбиках) — теоретические частоты их встречаемости.



смотрены под микроскопом 90 полей зрения). Этой повторности оказалось достаточно для того, чтобы E среднего арифметического значения (равное $\bar{x}$ или λ) не превышала 10%. Такая точность была достаточной для получения статистически достоверных выводов о параметрах динамики прорастания спор и развития мицелия актиномицета *Streptomyces odorifer* в условиях почвенной засухи.

Таблица 2. Динамика количества спор ((количество спор/г почвы) $\times 10^{-8}$) и длины мицелия (м/г почвы) при a_w 0.98, 0.86 и 0.50

Сутки	Непроросшие споры			Проросшие споры			Длина мицелия		
	$a_w = 0.98$	0.86	0.50	0.98	0.86	0.50	0.98	0.86	0.50
0	2.5	2.5	2.5	0	0	0	0	0	0
7	1.4	2	2	1.2	0.6	0.2	390	170	40
10	0.2	0.9	1.3	2.3	0.9	0.4	810	350	80
14	2.8	0.4	0.9	0.2	1.7	0.6	210	520	100
17	1.5	1.5	0.7	0.6	0.8	0.7	100	250	110
21	0.3	2.7	0.5	1.4	0.2	0.8	250	100	120
28	1.5	1.9	0.4	1	0.5	1	510	180	180
36	2.6	0.9	0.3	0.2	1.1	1.1	80	320	230
43	2	0.4	0.2	0.7	1.4	1.3	250	420	310
50	1	2.3	0.8	1.5	0.3	1.6	420	90	455
57	0.5	1	2.8	0.3	0.6	0.2	95	150	65
64	2	0.5	2.5	0.5	0.8	0.3	150	230	130

РЕЗУЛЬТАТЫ

Наблюдения за динамикой прорастания спор и роста мицелия *Streptomyces odorifer* в бурой полупустынной почве показали, что в условиях модельного эксперимента (в лабораторных условиях) споры интенсивно проросли, а проростки увеличивались в длину, образуя мицелий, из которого затем образовывались споры новой генерации даже при экстремально низких уровнях активности и давления почвенной влаги — при полном давлении почвенной влаги (P) -2.7 МПа (-27 атм), -22.6 МПа (-226 атм) и -96.4 МПа (-964 атм), что соответствует активности воды (a_w) 0.98, 0.86 и 0.5 (между этими параметрами существует функциональная зависимость [9, 10–12]):

$$P = RT \ln a_w / v,$$

где R — универсальная газовая постоянная, T — абсолютная температура, $\ln a_w$ — натуральный логарифм активности воды, v — объем ее моля.

Таблица 3. Длительность циклов развития *Streptomyces odorifer* шт. 1. В каждой ячейке первая цифра означает длительность цикла непроросших спор (сутки), вторая цифра — длительность цикла проросших спор (сутки), третья цифра — длительность цикла образования мицелия (сутки)

$a_w; P$ (атм)	Цикл		
	первый	второй	третий
0.98; -27	13, 14, 16	22, 22, 19	28, 25, 21
0.86; -226	21, 21, 21	28, 28, 28	
0.50; -964	43, 57, 57		

Результаты экспериментов позволили выявить ряд закономерностей, которые позволяют впервые строго количественно оценить способность актиномицетов *Streptomyces odorifer* выживать и развиваться в условиях экстремально низкой увлажненности почвы.

Вяснилось, что динамика концентрации спор непроросших (C_n , количество спор в 1 г почвы), спор проросших (C_p , количество спор в 1 г почвы) и мицелия (C_m , м гиф в 1 г почвы) при всех заданных в опыте уровнях увлажненности почвы характеризуется четко выраженной циклическостью (рис. 2). В начале каждого цикла C_n достигает максимума, затем постепенно уменьшается до некоторого минимума, а затем вновь нарастает до следующего максимума. C_p и C_m находятся в противофазе по отношению к C_n : в начале каждого цикла они минимальны, затем постепенно увеличиваются до некоторого максимума и вновь падают до следующего минимума. Это вызвано циклическостью развития актиномицета: в начальный момент эксперимента (при внесении в почву непроросших спор) в почве отсутствуют и проросшие споры, и, следовательно, мицелий. Затем, по мере прорастания спор, C_n падает и соответственно нарастают C_p и C_m . После того, как из мицелия начинают образовываться непроросшие споры новой генерации, начинается следующий цикл развития актиномицета.

Параметры циклов развития актиномицета (их длительность и уровни минимума и максимума) зависели от уровня увлажненности почвы. При максимальной гигроскопической влажности ($a_w = 0.98$, $P = -2.7$ МПа = -27 атм) в течение опыта произошли три цикла прорастания спор, ро-

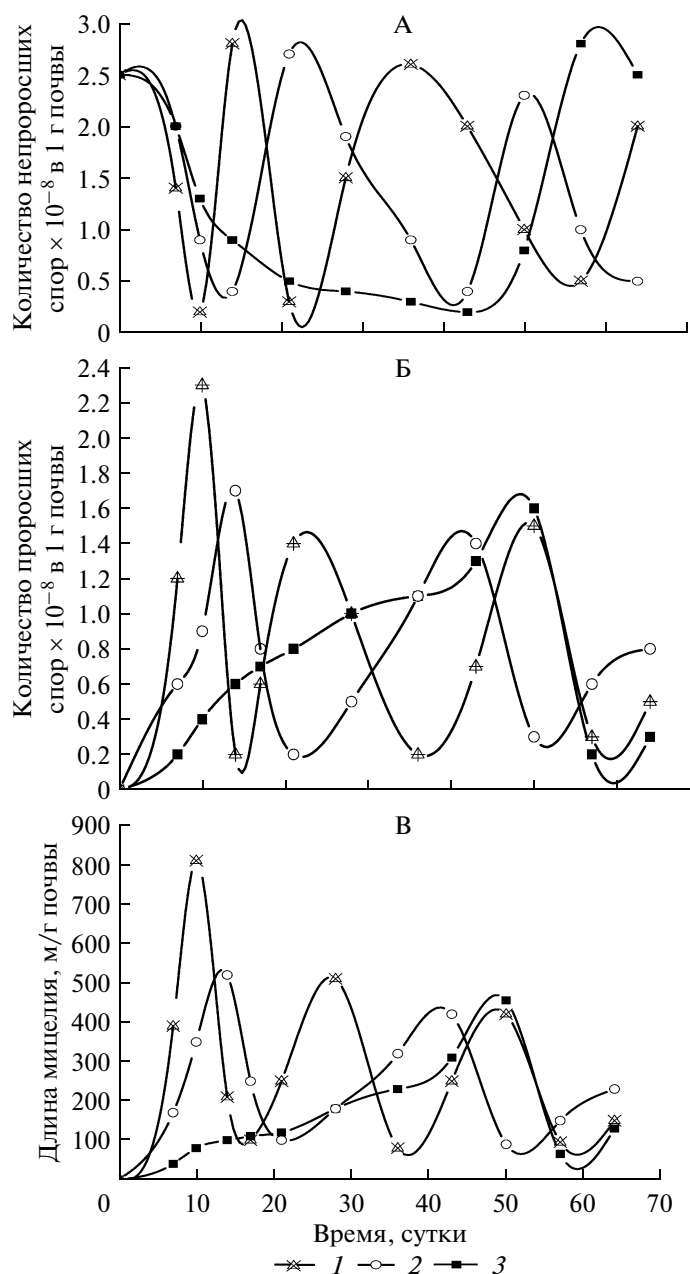


Рис. 2. Динамика концентрации: А – непроросших, Б – проросших спор *Streptomyces odorifer*; В – суммарной длины фрагментов мицелия *Streptomyces odorifer* при различной активности воды в почве; a_w : 1 – 0.98; 2 – 0.86; 3 – 0.50.

ста мицелия и последующего образования новой генерации спор. Первый цикл длился 13–16 суток, второй – 19–22 и третий – 21–28 сут, а максимумы пиков постепенно уменьшались (табл. 2, 3 и 4).

При увлажненности почвы, соответствующей $a_w = 0.86$ и $P = -22.6$ МПа = –226 атм, в течение опыта произошли два цикла развития актиномицета: первый цикл завершился через 21 сут, второй – через 28 сут. Максимумы пиков также снижались.

При $a_w = 0.5$ и $P = -96.4$ МПа = –964 атм в течение опыта успел пройти только один цикл развития актиномицета, закончившийся появлением новой генерации спор. Он длился 43–57 сут.

Таким образом, чем ниже был уровень увлажненности почвы, тем дольше длились первые циклы прорастания спор, роста мицелия и последующего образования новой генерации спор. Это свидетельствует о том, что, хотя актиномицеты и способны развиваться при экстремально низкой увлажненности почвы, скорость основных их фи-

Таблица 4. Динамика прироста спор и мицелия. В каждой ячейке первое число — средняя скорость прироста количества проросших спор (количество спор в 1 г почвы в сутки, $\times 10^{-8}$), второе число — средняя скорость прироста мицелия (м/г почвы в сутки), третье число — отношение длины мицелия к количеству проросших спор (мКм/1 спору) (лето 2010 г.)

$a_w; P$ (атм)	Цикл развития		
	первый	второй	третий
0.98; –27	0.23; 81; 3.5	0.17; 37; 2.2	0.093; 16; 1.7
0.86; –226	0.12; 37; 3.1	0.06; 14; 2.3	
0.50; –964	0.03; 9; 3.0		

зиологических процессов закономерно уменьшается.

Для выявления количественных закономерностей этих процессов было важно найти функциональные зависимости между параметрами микробиологических процессов и энергетическим состоянием почвенной влаги (абсолютной величиной ее полного давления). Для длительности циклов (T , сут) в диапазоне P от –27 до –964 атм такая зависимость была обнаружена:

$$T = 12 + 0.045|P|.$$

Полученные данные позволили определить и другие важные параметры циклов, а именно: средние скорости увеличения концентрации проросших спор ($V_{\text{п}}$ — количество спор в г почвы за сутки) и мицелия ($V_{\text{м}}$ — м в г почвы за сутки).

Так, при $P = -27$ атм в течение первого цикла $V_{\text{п}}$ достигала 0.23×10^8 , во втором цикле она снизилась до 0.17×10^8 , а в третьем — до 0.093×10^8 спор в г почвы за сутки. $V_{\text{м}}$ в первом цикле была равна 81, во втором цикла уменьшилась до 37, а в третьем — до 16 м в г почвы за сутки.

При $P = -226$ атм $V_{\text{п}}$ в первом цикле была равна 0.12×10^8 , во втором снизилась до 0.06×10^8 спор в г почвы за сутки. Соответственно, $V_{\text{м}}$ уменьшилась от 37 до 14 м в г почвы за сутки.

При $P = -964$ атм $V_{\text{п}}$ была еще ниже — 0.03×10^8 спор в г почвы за сутки, а $V_{\text{м}}$ — всего лишь 9 м в г почвы за сутки.

Оказалось, что между значениями $V_{\text{п}}$, $V_{\text{м}}$ и логарифмом абсолютной величины полного давления почвенной влаги ($|P|$, атм) в течение первых циклов существует функциональная (обратная линейная) зависимость:

$$V_{\text{п}} = (0.425 - 0.133 \lg|P|) \times 10^8,$$

$$V_{\text{м}} = 154 - 49.5 \lg|P|.$$

Уменьшение энергии жизнедеятельности популяции актиномицетов при увеличении абсолютной величины (“модуля”) давления почвен-

ной влаги несомненно вызвано уменьшением ее доступности микроорганизмам. Постепенное же снижение энергии их жизнедеятельности во втором и третьем циклах при постоянном давлении почвенной влаги, вероятно, могло быть обусловлено уменьшением концентрации доступного азота, который в процессе прохождения биохимических реакции мог переходить в газообразное состояние и покидать почву.

Полученные данные позволили выявить и динамику соотношения между концентрациями мицелия ($C_{\text{м}}$, м гиф в г почвы) и проросших спор ($C_{\text{п}}$, количество спор в г почвы). Это соотношение также уменьшалось как при повторных циклах, так и при снижении давления почвенной влаги. Так, при $P = -27$ атм $C_{\text{м}}/C_{\text{п}}$ в первом цикле достигало 3.5 мкм (то есть одной споре соответствовал отрезок мицелия длиной 3.5 мкм), во втором оно уменьшилось до 2.2, а в третьем — до 1.7 мкм. При $P = -226$ атм $C_{\text{м}}/C_{\text{п}}$ даже в первом цикле не превышало 3.1 мкм и 2.3 — во втором, а при $P = -964$ атм даже в первом цикле было равно 3 мкм. Уменьшение этого соотношения, вероятно, и было одной из причин ослабления популяции как во времени, так и при снижении давления почвенной влаги.

Между величиной $C_{\text{м}}/C_{\text{п}}$ (мкм) в первых циклах и логарифмом абсолютной величины полного давления почвенной влаги ($|P|$, атм) существует функциональная (обратная линейная) зависимость:

$$\lg(C_{\text{м}}/C_{\text{п}}) = 0.22(4 - \lg|P|).$$

Таким образом, наблюдения за динамикой прорастания спор и удлинения мицелия актиномицета *Streptomyces odorifer* штамм 1, внесенного в виде моноспоровой суспензии в почву при низких уровнях ее увлажнения, позволили обнаружить чрезвычайно высокую устойчивость этого микроорганизма к почвенной засухе (ксеротолерантность). До сих пор в литературе отсутствовали сведения о возможности прохождения актиномицетами полного цикла развития при столь низких уровнях активности воды и давления почвенной влаги.

Тот факт, что в интервале P от –27 до –964 атм (a_w от 0.98 до 0.5) длительность первых циклов развития актиномицетов прямо пропорциональна абсолютной величине полного давления почвенной влаги, свидетельствует о том, что, хотя актиномицеты и способны развиваться при экстремально низкой увлажненности почвы, однако при этом скорость основных физиологических процессов закономерно снижается в результате уменьшения доступности почвенной влаги микроорганизмам. Это доказывается и наличием обратной линейной зависимости между средними скоростями увеличения концентраций пророс-

ших спор и мицелия в почве, с одной стороны, и логарифмом полного давления почвенной влаги — с другой.

Существование функциональных зависимостей между длительностью циклов, скоростью увеличения концентрации проросших спор и мицелия, а также соотношением этих концентраций, с одной стороны, и энергетическим состоянием почвенной влаги (активностью воды) — с другой, свидетельствует о том, что именно энергетическое состояние влаги (а не концентрация влаги в почве, которая традиционно использовалась для характеристики степени увлажнения почвы) определяет доступность влаги почвенной биоте и, следовательно, уровень ее физиологической активности. Если дальнейшие исследования подтвердят справедливость этих функциональных зависимостей для других почв и штаммов микроорганизмов, то появится возможность использовать методы математического моделирования этих физиологических процессов и, следовательно, выйти на новый, более высокий (строго количественный) этап познания закономерностей жизнедеятельности почвенной микробиоты в условиях почвенных засух.

Чрезвычайно сильно развитая ксеротолерантность дает этому штамму актиномицетов (*Streptomyces odorifer* шт. 1) значительные преимущества перед другими бактериями, обитающими в почвах аридной зоны, где резко выражен прерывистый режим снабжения биоты доступной влагой. Она позволяет этим актиномицетам даже в условиях длительных почвенных засух (когда немиецелиальные бактерии уже не способны к активной жизнедеятельности) не только расти и образовывать мицелий, но и продуцировать новые генерации спор. Это делает актиномицеты важнейшими компонентами сапротрофного микробного блока, утилизирующего органические вещества, синтезирующего почвенный гумус и тем самым формирующего плодородие почв в аридной зоне.

ВЫВОДЫ

1. В условиях лабораторного эксперимента в бурой полупустынной почве споры актиномицета *Streptomyces odorifer* даже при экстремально низких уровнях активности и давления почвенной влаги проходили полные циклы развития: они прорастали, формируя мицелий, из которого затем образовывались споры новой генерации.

2. Продолжительность первых циклов развития актиномицета варьировала от 13 суток при $P = -27$ атм до 57 суток при $P = -964$ атм и была прямо пропорциональной абсолютной величине давления почвенной влаги.

3. В течение первых циклов развития актиномицета скорость прироста концентрации проросших

спор варьировала от 0.23×10^8 спор/г почвы за сутки при $P = -27$ атм до 0.03×10^8 — при $P = -964$ атм и находилась в обратной линейной зависимости от логарифма абсолютной величины давления почвенной влаги. Скорость прироста мицелия в течение первых циклов варьировала от 81 м/г почвы за сутки при $P = -27$ атм до 9 — при $P = -964$ атм и также находилась в обратной линейной зависимости от логарифма абсолютной величины давления почвенной влаги.

4. Отношение длины мицелия к концентрации проросших спор варьировало от 3.5 до 1.7 мкм. Для первых циклов логарифм его величины находился в обратной линейной зависимости от логарифма абсолютной величины давления почвенной влаги.

5. Существование функциональных зависимостей между длительностью циклов, скоростями увеличения концентрации спор и длины мицелия, а также их соотношением, с одной стороны, и энергетическим состоянием почвенной влаги (активностью воды и соответствующим давлением почвенной влаги) — с другой, свидетельствует о том, что именно энергетическое состояние влаги (а не концентрация влаги в почве, которая традиционно использовалась для характеристики степени увлажнения почвы) определяет доступность влаги почвенной биоте и, следовательно, активность протекающих в ней физиологических процессов.

6. В почвах аридной зоны, где резко выражен дефицит доступной влаги, чрезвычайно сильно развитая ксеротолерантность дает исследуемому актиномицету значительные преимущества перед немиецелиальными бактериями, не обладающими такой ксеротолерантностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 319 с.
2. Дорошенко Е.А., Зенова Г.М., Звягинцев Д.Г. Судницын И.И. Прорастание спор и рост мицелия стрептомицетов при разных уровнях влажности // Микробиология. 2005. Т. 74. № 6. С. 795–799.
3. Дорошенко Е.А., Зенова Г.М., Судницын И.И., Звягинцев Д.Г. Влияние влажности на почвенные мицелиальные бактерии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2006. № 1. С. 45–48.
4. Жизнь микробов в экстремальных условиях / Под ред. Д. Кашнера. М.: Мир, 1981. 511 с.
5. Звягинцев Д.Г., Зенова Г.М., Дорошенко Е.А., Грядуннова А.А., Грачева Т.А., Судницын И.И. Развитие актиномицетов при низкой влажности // Изв. РАН. Сер. биологическая. 2007. № 3. С. 296–302.
6. Звягинцев Д.Г., Зенова Г.М., Судницын И.И., Грачева Т.А., Напольская К.Р., Белоусова М.А. Динамика прорастания спор и роста мицелия стреп-

- томицетов в условиях низкой влажности // Микробиология. 2009. Т. 78. № 4. С. 491–495.
7. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
8. Современная микробиология. Прокариоты / Под ред. Й. Ленгглера, Г. Дрекса и Г. Шлегеля. М.: Мир, 2005. Т. 1, 2. 1146 с.
9. Судницын И.И. Новые методы оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса. М.: Наука, 1966. 112 с.
10. Судницын И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 254 с.
11. Теории и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шеина и Л.О. Карпачевского. М.: “Гриф и К”, 2007. 614 с.
12. Шеин Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 430 с.
13. Шеин Е.В., Пилипенко В.Н., Федотова А.В., Бутылкина А.В., Перевалов С.Н., Умарова А.Б., Яковлева Л.В., Сальников А.Л. Изменчивость почвенно-физических свойств и растительности ландшафтов бугров Бэра в дельте реки Волги // Тр. Ин-та почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова и РАН. Вып. 4. Почвы и биоразнообразие. 2004. С. 130–143.
14. Dix N.J., Webster M. Fungal Ecology. London etc., Chapman and Hall, 1995. 497 p.
15. Griffin D.M. Soil moisture and the ecology of soil fungi // Biol. Rev. 1963. V. 38. P. 141–166.
16. Griffin D.M. Soil water in the ecology of fungi // Ann. Rev. Phytopathol. 1969. V. 7. P. 289–310.

УДК 631.4

ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ПОЧВОВЕДЕНИЯ: РОССИЙСКО-АМЕРИКАНСКИЙ ВЗГЛЯД*

© 2012 г. В. О. Таргульян

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

Поступила в редакцию 29.11.2011 г.

В течение прошедшего десятилетия (2000–2010 гг.) в международном журнале “Геодерма” была опубликована серия статей двух известных почвоведов России и США А.Н. Геннадиева и Д.Г. Боккейма, обобщающая и анализирующая ряд важнейших проблем генетического почвоведения, или “pedology” в американском понимании этого термина. Эта серия началась публикацией в 2000 г. статьи “Роль почвообразовательных процессов в определении таксонов в “Таксономии почв” и “Мировой реферативной базе”” (1). Затем в 2005 г. вышла в свет статья “Историческое развитие ключевых концепций генетического почвоведения” (2) в соавторстве с Р.Д. Хаммером и Д.П. Тандаричем; в 2009 г. появилась работа “Ценность контролируемых экспериментов в изучении почвообразовательных процессов: обзор” (3) и, наконец, в 2010 г. — статья “Почвенно-факторные модели и наука о земных системах: обзор” (4).

Первое, что хотелось бы отметить во всех четырех статьях — это плодотворность сотрудничества двух глубоко мыслящих почвоведов-генетиков из России и США из двух наиболее развитых почвенно-генетических научных школ мира. Это сотрудничество выразилось в том, что в опубликованных работах соединены знания о новейших достижениях генетического почвоведения в России и США; для этого достаточно просмотреть обширные списки цитированной литературы в статьях. Что скрывать, во второй половине XX в. проникновение идей российского почвоведения в зарубежную науку, также как и обмен с нею идеями и результатами исследований — сильно ослаб по сравнению с эпохой триумфального шествия

докучаевского почвоведения во всем мире в начале века (1910–1920-е годы). Это было связано и с периодом холодной войны и железного занавеса, и с возросшим языковым разрывом — российские почвоведы мало публиковались и публикуются на Западе, западные почвоведы плохо следят за нашими русскоязычными публикациями. В рецензируемых статьях сделана успешная попытка не противопоставлять, а гармонизировать и объединить идейное богатство зарубежного (прежде всего американского) и российского генетического почвоведения.

В первой из рецензируемых статей рассматривается проблема соотношения классификации почв с представлениями о почвообразовательных процессах. Подчеркивается, что и американская “Таксономия почв”, и “Мировая реферативная база” провозглашают в качестве руководящей идеи отказ от прямого использования представлений о почвообразовательных процессах в классификации и используют системы диагностических горизонтов и свойств, определяющих и разделяющих почвенные таксоны. Вместе с тем признается, что сам выбор систем диагностических горизонтов и свойств основан на глубоких генетических принципах; он не случаен, он позволяет объяснять формирование этих горизонтов и свойств определенным набором почвообразовательных процессов, которые в российском почвоведении получили название элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП). Авторы попытались выяснить — какое минимальное число ЭПП требуется, чтобы объяснить процессы формирования основных таксонов в американской и мировой реферативной системах. При этом использовались представления об ЭПП как из американской, так и российской почвенной литературы. Дается краткое описание 17 почвообразовательных процессов. Серьезной заслугой А.Н. Геннадиева является введение в обсуждение проблемы работ и идей Н.М. Сибирцева, А.А. Роде, И.П. Герасимова, Г.В. Добровольского, М.А. Глазовской, Е.Н. Ивановой, Н.Н. Розова, В.М. Фридланда, В.А. Ковды, Б.Г. Розанова, В.О. Таргульяна, И.А. Соколова, В.Д. Тонконогова. На основе проведенного анализа авторы при-

* 1. Bockheim J.G., Gennadiev A.N. The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base // *Geoderma*. 2000. V. 95. P. 53–72.

2. Bockheim J.G., Gennadiev A.N., Hammer R.D., Tandarich J.P. Historical development of key concepts in pedology // *Geoderma*. 2005. V. 124. P. 23–36.

3. Bockheim J.G., Gennadiev A.N. The value of controlled experiments in studying soil-forming processes: A review // *Geoderma*. 2009. V. 152. P. 208–217.

4. Bockheim J.G., Gennadiev A.N. Soil-factorial models and earth-system science: A review // *Geoderma*. 2010. V. 159. P. 243–251.

ходят к выводу о том, что удовлетворительное объяснение генезиса основных таксонов в двух анализируемых классификациях может быть достигнуто с использованием представлений о 17 ЭПП. Такой вывод радует, но и несколько озадачивает: не слишком ли упрощен анализ, не нужно ли привлекать большее количество ЭПП для объяснения генезиса мировой совокупности почв. Статья заставляет задуматься над этими вопросами.

Вторая статья, опубликованная через пять лет, в 2005 г., представляет собой очень полный обзор ключевых концепций мирового генетического почвоведения (pedology) в их историческом развитии. Обзор четко структурирован и включает анализ концепций по разделам: а) определение почвы, б) почвенные горизонты, профили и педоны, в) факторы почвообразования, г) почвообразовательные процессы, д) почвенные классификации, е) география почв и картографирование (почвенно-ландшафтные взаимосвязи). В каждом разделе после сжатого, но удивительно полного анализа ключевых концепций, дается их краткое обобщение, представляющее собой авторскую оценку всего накопленного положительного знания по данному разделу на состояние к 2005 г. Эти оценки, безусловно, не лишены авторской окраски, в чем-то спорны, что совершенно естественно; сами авторы подчеркивают, что их выводы не абсолютны, они направлены на лучшее понимание истории развития генетического почвоведения, на учет наиболее современных идей, моделей и концепций и на выявление будущих областей исследований в быстро меняющемся мире. Так же, как и в предыдущей статье, хочется отметить плодотворное сотрудничество российского и американского авторов в этом обзоре, а именно “введение” в общий контекст исторического развития мирового генетического почвоведения основных идей и концепций российского почвоведения, начиная с работ В.В. Докучаева и Н.М. Сибирцева и кончая новейшими разработками 2000-х годов. Достаточно сказать, что из примерно 200 работ, процитированных в обзоре, 46 работ принадлежат российским авторам. Такая попытка анализа и обобщения проблем генетического почвоведения в едином русле развития мировой науки, без разделения на “наше” и зарубежное почвоведение, кажется очень верной и плодотворной, позволяющей трезво оценить вклады разных научных школ в это развитие. Если я не ошибаюсь, такой обзор мировой литературы с достаточно полным включением российских работ – выполнен впервые в истории мирового почвоведения.

Третья статья авторов опубликована в 2009 г. и представляет собой обзор работ по контролируемым экспериментам в области генетического почвоведения (experimental pedology), направленных на проверку основных гипотез об элементар-

ных процессах почвообразования. Она тесно связана с первой статьей этих же авторов, где дается описание 17 типов ЭПП. Авторы обобщают и используют данные экспериментального генетического почвоведения для проверки гипотез об элементарных почвообразовательных процессах и ставят целями своей работы: а) исторический обзор методов экспериментального почвоведения, б) подбор примеров разных типов экспериментов, тестирующих гипотезы о 17 типах ЭПП, в) предложение будущих путей развития экспериментального почвоведения, которые могут быть использованы в соединении с более традиционными описательными методами исследований. Предлагается список методов, которые используются в экспериментах в зависимости от их масштаба и размерности: лабораторные, перенос колонн почв в другие условия, лизиметрические методы динамического моделирования почвообразовательных процессов в полевых условиях – от пробных площадок до небольших водосборных бассейнов. Дан общий обзор проведенных лабораторных и полевых экспериментов, которые характеризуют различные ЭПП: андосолизацию, иллювиирование глины, выщелачивание, окарбоначивание, криотурбацию, ферраллитизацию, оглеение, гумификацию, трансформацию глинистых минералов, оподзоливание, засоление, силицификацию, осолодение, осолонцевание, ослитовывание и др. Для каждого из 17 выделенных типов ЭПП дан краткий обзор экспериментальных исследований, подтверждающих реальность данного процесса. Это послужило важным аргументом в дискуссии о содержании и объеме понятия “почвообразовательный процесс”: кроме общих групп процессов типа – прибавление вещества, вынос, перемещение, трансформация – имеет смысл выделение, описание и наименование специфических процессов (ЭПП), которые все-таки являются не “иллюзорной игрой в слова” (как оценивают их некоторые американские исследователи почв), а реально существующими и экспериментально воспроизводимыми и подтвержденными процессами.

В последней статье цикла, опубликованной в 2010 г., авторы рассматривают место почвы и моделей ее формирования в более широком круге объектов и представлений – среди поверхностных земных систем, которые формируются при взаимодействии атмосферы, гидросферы, литосферы и биоты на (или вблизи) поверхности Земли (Earth System Science). Ни одна из этих сфер не существует в изолированном состоянии, все они взаимодействуют друг с другом и формируют земные динамические системы “в великой симфонии сфер”. Хотя почва является ключевым компонентом в этих взаимодействиях, ее роль далеко не всегда и далеко не полно осознана мировым сообществом специалистов-природоведов. Далее

рассматривается ключевая роль почвы в глобальных геохимических, гидрологических и энергетических циклах. Дается обзор основных моделей почвообразования: факторные, процессные, эволюционные, энергетические, ландшафтные и другие модели. Авторы пытаются оценить вклад генетического почвоведения в науку о земных системах путем ответа на вопросы типа: что может сказать прошлое нашей планеты о ее будущем, как возрастающая сложность земной поверхности может быть оценена в процессном смысле, как ко-эволюционируют разные оболочки Земли, как климат и тектоника отражаются в земных системах и др.? В заключение авторы рассматривают преимущества широкого взгляда на земные системы как на сложные открытые нелинейные

системы и на ключевую роль почв в изучении и понимании этой сложности.

Рассматриваемый цикл статей представляет собой успешный и достойный подражания пример сжатия обширной и сложной информации о ключевых проблемах генетического почвоведения (генезис, эволюция, география почв, место почвы среди земных природных систем) в сравнительно лаконичные аналитические обзоры, которые позволяют понять суть обсуждаемых проблем и служат путеводителем в очень сложных вопросах. Великолепные списки литературы, приведенные в каждой статье, позволяют читателю легко сориентироваться в огромном море информации и целенаправленно выбрать нужные источники для своей работы.

УДК 631.4

**СВОЕВРЕМЕННОЕ И ПОЛЕЗНОЕ ИЗДАНИЕ
ПО КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ***

© 2012 г. М. И. Герасимова

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 09.12.2011 г.

Обращение к вопросам классификации почв часто вызывает затруднения у специалистов, а тем более у студентов. В последнее время трудностей становится больше в связи с существованием нескольких классификаций, поскольку наряду с традиционной классификацией 1977 г., в публикациях, полевых обследованиях и в учебном процессе широко используется новая классификация почв России; во многих статьях авторы обращаются к мировой коррелятивной базе (WRB), причем не только в зарубежных, но и в отечественных журналах. Глобализация научных исследований и контактов молодых специалистов разных стран вызывает необходимость адекватного понимания объектов изучения, чему и служит классификация почв.

Разделы о почвенных классификациях включены в лекционные курсы по почвоведению, читаемые студентам — почвоводам, географам, экологам, агрохимикам, лесоведам; полнота изложения материалов сильно варьирует в зависимости от специализации, учебного плана и других обстоятельств. Наиболее полное и одновременно систематическое изложение вопросов классификации имеется в учебном пособии Г.В. Добровольского и С.Я. Трофимова “Систематика и классификация почв. История и современное состояние” 1996 г. и в рецензируемом пособии О.С. Безугловой 2009 г. В течение 13 лет, разделяющих эти книги, произошло много событий в классификационной сфере: опубликовано три “приближения” субстантивно-генетической классификации почв России (1997, 2004 и 2008 гг.; 2001 г. — английская версия), второе расширенное издание американской “Таксономии почв” (1999 г.), “Китайская почвенная таксономия” (2001 г.), два “приближения” WRB (1998, 2006 гг.) и дополнения к ней в виде руководства по полевым исследованиям (2007 г.) и картографированию (2010 г.), ее русский вариант (2007 г.) и, наконец, ожидание будущей Универсальной классификации почв. Почти все эти события объективно, логично и квалифицированно отражены в учебном пособии О.С. Безугловой.

* Безуглова О.С. Классификация почв. Ростов-на-Дону, 2009. 127 с.

В соответствии с современными требованиями к университетским методическим изданиям, книга построена по трем модулям, включающим основную информацию, список литературы, тесты для самоконтроля и проектные задания. Хочется отметить, что контролирующая часть каждого модуля построена неформально, она разнообразна по набору вопросов, интересна и заставляет студентов подумать и привлечь знания из разных областей почвоведения и географии почв.

В первом модуле содержатся основные сведения о почвенных классификациях в общем виде, их роли в развитии науки, разделения по принципам, назначению, структуре, о таксономических единицах и номенклатуре. Основное внимание уделено истории развития классификаций, традиционно начиная с агрогеологических систем и завершая ранними отечественными. Уже в этом модуле, как и в последующих, прослеживается ненастойчивое выявление “водораздела” между классификационными построениями — формализованными и генетическими.

Второй модуль, чуть большего объема, посвящен рассмотрению отечественных классификаций — от работ Е.Н. Ивановой и Н.Н. Розова до классификации почв России 2004 г. Пожалуй, редко где так полно и четко изложена геофогенетическая система Ивановой–Розова с объяснениями принципов выделения мировых классов, рядов увлажнения, биофизико-химических групп почв. Наряду с известными официальными эколого-генетическими классификациями (1967 и 1977 гг.), в модуле приведены основные положения авторских классификаций, построенных на иных принципах: В.А. Ковды, М.А. Глазовской, Б.Г. Розанова; детально проанализирована система В.М. Фридланда как предшественница классификации почв России. О.С. Безуглова не ограничивается сообщением информации о классификациях, в ее изложении обязательно присутствует элемент анализа, сравнения, объяснение причин появления той или иной системы. Отдельной темой модуля даны вопросы классификации преобразованных почв по работам И.А. Крупенникова и Б.П. Подымова, а также городских почв. Для классификации почв России, названной автором профилльно-генетической, приведены сведения о

принципах, таксономических единицах, диагностических горизонтах и генетических признаках, дается корреляция с номенклатурой классификации 1977 г.

Третий модуль состоит из двух частей — характеристики зарубежных классификаций середины—конца прошлого века и достаточно детального разбора Мировой реферативной базы — WRB 2006 г., что очень полезно в связи с ее широким использованием во многих исследованиях и публикациях. В качестве обучающей (контрольной) части модуля предлагается провести корреляцию между почвами в разных классификационных системах: WRB, американской и отечественной.

Небольшая по объему (127 с.) и современно оформленная, книга О.С. Безугловой отличается удачной организацией текста, облегчающей восприятие массы сведений, и, что важно для современной молодежи, наличием фотографий, портретов и даже памятников ученым, внесшим большой вклад в развитие классификации почв.

Сравнивая учебные пособия Г.В. Добровольского и С.Я. Трофимова с рецензируемым, хотелось бы отметить, что первое ориентировано на сообщение читателю большого объема исторической информации, к сожалению, иногда забытой, второе — на активную ассимиляцию разнородной информации как “руководства к действию”. Различия в объеме этой информации объясняются удивительной “классификационной активностью” в период между выходом в свет обеих книг.

Высокая оценка учебного пособия О.С. Безугловой дана не только в этой рецензии. В 2011 г. пособие было удостоено первой премии на конкурсе учебно-методических работ в Южном федеральном университете в номинации “Лучшая учебно-методическая работа естественно-научного профиля”, кроме того, оно было переиздано на русском языке в Германии (издательство Lambert). Как преподавателю Московского университета, хорошо знакомому с упомянутыми выше проблемами, мне хочется рекомендовать эту книгу к широкому использованию в учебном процессе.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 631.4

НОВАЯ КНИГА О КРИОГЕННЫХ ПОЧВАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ*

© 2012 г. А. С. Якимов

Институт криосферы Земли СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86

Поступила в редакцию 25.10.2011 г.

Многолетняя мерзлота — уникальное природное образование, широко распространенное в полярных и субполярных районах земного шара. Известно, что 65% территории России находится в зоне распространения многолетнемерзлых грунтов. Криогенные почвы формируются в специфических природных условиях, где главенствующими факторами, помимо многолетней мерзлоты, являются отрицательные температуры в течение большей части года, непродолжительный теплый период, развитие криогенных процессов, которые находят отражение в морфологии и физико-химических свойствах почв. Одним из районов распространения криогенных почв является северная часть Западной Сибири, где в последнее время ведется активное хозяйственное освоение. В этой связи изучение почв этого региона приобретает актуальное значение, так как позволяет лучше понять механизмы протекания почвенных процессов и свести к минимуму риски при строительстве и эксплуатации инженерных сооружений. Почва является прекрасным природным объектом, способным длительное время сохранять информацию о своем происхождении, этапах развития, отражающих общую эволюцию окружающей среды. Криогенные условия усиливают этот эффект, что позволяет использовать почвы для прогнозирования возможных сценариев развития окружающей среды и своевременно предотвращать неблагоприятные природные явления.

В 2011 г. сибирское издательство “Наука” выпустило монографию Владимира Яковлевича Хренова, посвященную почвам севера Западной Сибири. В ней обработан обширный полевой и литературный материал о строении почв, их физико-химических и геохимических свойствах, собранный автором за более чем 30-летнюю научно-исследовательскую деятельность в зоне распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири. В целом рецензируемую монографию следует рассматривать как итог комплексного изучения почв и почвенного покрова, которая в лучших традициях продолжает и суще-

ственно дополняет коллективную монографию В.Д. Васильевской, В.В. Иванова, Л.Г. Богатырева “Почвы севера Западной Сибири”, увидевшей свет в 1986 г.

Особо следует отметить использование в работе новой генетической классификации почв 2004 г., что позволяет обозначить новые проблемы криологического почвоведения и выработать пути их решения в обозримом будущем в свете новых концепций происхождения и развития криогенных почв.

Монография включает предисловие редактора, введение, пять глав, заключение, библиографический список из 422 наименований, 97 таблиц и 30 иллюстраций.

В первой главе освещены объекты и методы исследования.

Во второй главе представлен подробный литературный обзор по истории исследования почв криолитозоны Западной Сибири, начиная с 1857 г. и до настоящего времени. Рассмотрен персональный вклад отечественных и зарубежных исследователей по различным аспектам почвоведения, приведены ссылки на основные научные труды. Следует отметить, что автор обстоятельно подошел к работе над литературными источниками, о чем свидетельствует обширный библиографический список.

В последующих главах дана сопряженная характеристика почв тундры, лесотундры и северной тайги Западной Сибири. Структура этих глав отражает основные иерархические уровни организации почв и почвенного покрова, в соответствии с новой классификацией почв России 2004 г. Так, каждая глава соответствует высшему иерархическому уровню — *стволу* почвы, при этом детальные описания и характеристики почв привязаны к рангу *типа*. В каждом типе дана детальная характеристика по *подтипам*: приводятся местоположение и морфологические характеристики почв по данным натурных исследований почвенных разрезов. Гранулометрический состав почв, физико-химические свойства, содержание микроэлементов даны по каждому генетическому горизонту в отдельности; данные сведены в тематические таблицы. Все это позволяет получить информацию как о конкретном типе почв в целом,

* Хренов В.Я. Почвы криолитозоны Западной Сибири: морфология, физико-химические свойства, геохимия. Новосибирск: Наука, 2011. 211 с. + 2 с. цв. вклеек.

так и по каждому генетическому горизонту, слагающему почвенный профиль, в отдельности.

В третьей главе рассматриваются постлитогенные почвы, включающие три основных *отдела*: глеевые почвы, альфегумусовые почвы и криометаморфические почвы. Обращает внимание предложение автора, основанное на детальных исследованиях, о выделении почв пятен-медальонов в самостоятельный подтип почв, условно названный им подтип пятна-медальоны тундровые (глееземы криотурбированные), относящиеся к типу глееземы. Автором подробно освещен механизм образования почв трещин. Данные почвы весьма специфичны и имеют повсеместное распространение в зоне распространения многолетней мерзлоты, поэтому автор рассмотрел их в отдельном подразделе.

Четвертая глава посвящена синлитогенным почвам, состоящим из двух отделов: аллювиальные почвы и слаборазвитые почвы, в каждом из которых рассмотрено по одному типу почв. В каждом из них по подтипам предоставлена подробная информация об их строении и свойствах.

В пятой главе уделено внимание органогенным почвам, из одного отдела — торфяные почвы, включающего один тип — торфяные олиготрофные (верховые) почвы. Морфологическая характеристика, физико-химические и геохимические свойства данного типа подробно рассмотрены в трех образующих его подтипах. Автором на фактическом материале показано, что данные почвы активно вовлечены в сукцессионные изменения.

Во всех изученных почвенных профилях автор особое внимание уделял криогенным процессам, признаки которых хорошо диагностируются при натурных исследованиях. Обязательным условием для формирования ряда генетических горизонтов являются многолетнемерзлые породы, ко-

торые выступают гидротермическим экраном. Кроме этого, автором обнаружены и исследованы криогенные образования в профилях некоторых почв, осложняющих морфологию как отдельных почвенных горизонтов, так и всего профиля в целом.

Важное достоинство монографии — большой объем аналитических данных, систематизированный автором, в соответствии с новой классификацией почв России. Полученные данные позволили дать полную характеристику почв криолитозоны Западной Сибири. Кроме этого, следует отметить прекрасный иллюстративный материал, представленный черно-белыми и цветными фототграфиями и наглядно дополняющими характеристики почвенных профилей различных типов почв.

В заключение отметим, что на сегодняшний день это наиболее полная комплексная монография о почвах криолитозоны Западной Сибири, которая является замечательным примером глубокого и весьма успешного комплексного изучения сложнейшего природного почвенного феномена — криогенных почв. Систематизированные полевые и аналитические данные помогут в решении широкого спектра вопросов почвоведения, включая уточнение новой классификации почв России.

Своей монографией автор заложил серьезную основу для будущих исследователей мерзлотных почв Западной Сибири, других регионов России и мира в целом. Несомненно, монография В.Я. Хренова “Почвы криолитозоны Западной Сибири: морфология, физико-химические свойства, геохимия” вызовет живейший интерес научного сообщества и будет полезна почвоведом, мерзлотоведам и специалистам из других научных областей всего мира.

УДК 631.4

МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНАЯ МОЛОДЕЖНАЯ ШКОЛА ПО ПАЛЕОПОЧВОВЕДЕНИЮ “ПАЛЕОПОЧВЫ – ХРАНИТЕЛИ ИНФОРМАЦИИ О ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ ПРОШЛОГО”

© 2012 г. М. И. Дергачева¹, А. О. Макеев²

¹ Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, 630099, Новосибирск, ул. Советская, 18

² Институт экологического почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 30.12.2011 г.

Уже второй год подряд в августе месяце в с. Волдарка Топчихинского района Алтайского края проходит Международная научная молодежная школа по палеопочвоведению, инициатором и организатором которой выступил Институт почвоведения и агрохимии Сибирского отделения Российской академии наук (ИПА СО РАН). Палеоландшафтные реконструкции континентальной Евразии на основе исследования палеопочв выполняются в ИПА в течение 35 лет. В стенах института разработан педогумусовый метод диагностики палеоландшафтной среды, основанный на использовании гуминовых кислот почв как устойчивого к диагенезу индикатора былых природных обстановок.

В 2011 году соорганизаторами выступили Докучаевское общество почвоведов России и Томский государственный университет. Идея проведения Школы по палеопочвоведению была поддержана ведущими учеными-палеопочвоведцами и комиссией по палеопочвоведению Международного Союза наук о почвах (IUSS), а также Российским фондом фундаментальных исследований (РФФИ, грант № 11-04-06820 моб_г).

Работа Школы проходила в виде лекций по самым актуальным вопросам палеопочвоведения и мастер-классов ведущих ученых, работающих в разных направлениях в этой области знаний.

В чтении лекций и проведении мастер-классов принимали участие А.Л. Александровский, А.А. Гольева и С.А. Сычева (Институт географии РАН, Москва), И.В. Иванов (Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино), З.Н. Гнибиденко (Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск), А.О. Макеев (Институт экологического почвоведения МГУ, Москва), М.И. Дергачева и И.Н. Феденева (Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск), М.П. Лебедева-Верба (Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва), А.В. Захарченко (Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск).

В 2010 г. кроме основополагающих вопросов палеопочвоведения, посвященных методологии этой науки и новым тенденциям ее развития (лекция д.б.н. А.О. Макеева), вопросам систематизации и классификации палеопочв (д.б.н. И.Н. Феденева), проблеме отражения природной среды прошлого в свойствах палеопочв (д.б.н. А.Л. Александровского), в лекциях большое внимание было уделено методам, применяемым в палеопочвоведении: микробиоморфному (д.б.н. А.А. Гольева), палеомагнитному (д.г.-м.н. З.Н. Гнибиденко), педогумусовому (д.б.н., проф. М.И. Дергачева), а также катенарному подходу в палеопочвенных исследованиях (к.б.н. С.А. Сычева). При проведении второй Школы в августе 2011 г. А.О. Макеевым дополнительно был освещен вопрос о роли палеопочв в геологической истории Земли, М.И. Дергачева сравнила разные подходы к диагностике типов и условий педогенеза: профильно-генетический, эколого-почвенный и эколого-субстантивный, а также обратила особое внимание на возможности и ограничения в использовании педогумусового метода при изучении типов и условий древнего педогенеза. Большое внимание было уделено также микроморфологическим возможностям в исследовании палеопочв, о чем участники Школы узнали из лекции к.б.н. М.П. Лебедевой-Вербы. Кроме основ палеомагнитного метода, современного состояния и перспектив этого научного направления в изучении плиоцен-четвертичных отложений, которые были изложены З.Н. Гнибиденко, дополнительно М.И. Дергачевой была освещена проблема использования магнитной восприимчивости в палеопочвоведении. Д.б.н. А.В. Захарченко представил свой методический прием изучения морфологии почв. Особенности изучения фитолитов в полевых и лабораторных условиях поделился с молодыми участниками ассистент профессора отделения экологии и палеонтологии Университета Szeged из Венгрии Персейтс Герго (Persaits Gergo).

Каждым из лекторов был проведен мастер-класс по изучению палеопочв как индикаторов палеоландшафтной обстановки. Большое внимание обращалось на методы и приемы морфологического описания палеопочв, особенностям отбора образцов и фиксации необходимых признаков при использовании других методов изучения.

Кроме основного курса лекций, проходивших ежедневно в первую половину дня, в вечернее время перед участниками выступили в 2010 г. заслуженный деятель науки, д.б.н., проф. И.В. Иванов (Пушино) об итогах сравнительного изучения гумуса целинных, пахотных и погребенных черноземов, а также к.б.н. Е.И. Александровская (Москва), которая представила основы антропологии — новой науки о роли химической среды в жизни человека и человеческих цивилизаций. На ярких примерах ею было показано, что химическая среда, окружающая человека во все периоды его существования, оставляла “метки” в химическом составе костей не только о здоровье, но и о поведении человека, его занятиях. Профессор из Германии Вольфганг Цех — один из авторов очень информативного и удобного в использовании Атласа почв Мира рассказал о тенденциях и новых подходах в реконструкции природной среды, используемых палеопедологами университета Баройта. На второй школе в 2011 г. д.б.н., профессор С.С. Курбатская — директор Международного Убсунурского биосферного Центра (Кызыл) — представила интересный рассказ о проблемах, решаемых в рамках Международной Убсунурской биосферной программы, к.б.н. О.С. Якименко из МГУ рассказала о специфике химического состояния антропогенно-преобразованных почв древних поселений, к.б.н. О.А. Некрасова — об изучении почв, формирующихся на месте временного поселения железного века, где в качестве почвообразующей породы выступают глиняные горизонтальные перекрытия плавильных печей, а G. Persaits и D.G. Páll представили увлекательный доклад о Венгрии, а также об исследованиях в области палеогеографии, которые проводятся в Отделе экологии и палеонтологии университета Szeged.

Большой интерес вызвали доклады молодых участников Школы, которые освещали результаты широкого круга вопросов изучения поверхностных, погребенных и ре-экспонированных на дневную поверхность палеопочв.

В частности, они познакомили с результатами использования палеопочв, их компонентов или отдельных характеристик при реконструкциях природной среды разных отрезков геологической истории Земли для разных районов Мира (Урала и Зауралья, Байкальского региона и Поволжья, Тувы и Казахстана, Русской равнины и Центральной Мексики).

Устные доклады делали молодые уже состоявшиеся ученые, аспиранты и студенты старших курсов, а студенты младших курсов представили постеры, где освещали состояние изученности разных вопросов палеопочвоведения по литературным данным.

В 2010–2011 гг. в работе Школы приняли участие около 80 молодых ученых из России, стран СНГ, Германии и Венгрии. Всего было заслушано 20 заказных докладов (лекций) ведущих ученых России по самым актуальным вопросам палеопочвоведения, проведено 13 мастер-классов, сделано 38 гласных и 19 постерных докладов молодыми участниками Школы, а также проведена обзорная экскурсия М.И. Дергачевой, А.О. Макаевым, З.Н. Гнибиденко, Н.П. Миронычевой-Токаревой, С.Ю. Пономаревым по территории ключевого участка “Володарка”, в процессе которой участники были ознакомлены со спецификой истории и природных условий территории.

Проведение Школы, общение молодых начинающих свой научный путь в палеопочвоведении ученых и выбирающих свой путь в науке студентов с опытными, увлеченными своей профессией учеными-палеопочвововедами закончилось увлекательной поездкой в один из красивейших уголков Горного Алтая — на Телецкое озеро.

Проведение Школы, где рассматриваются наиболее актуальные проблемы, способы и приемы полевого сбора информации о палеопочвах, расшифровки информации о палеоприродной среде прошлого, сохраняющейся в палеопочвах в виде структурных особенностей, специфики состава и свойств отдельных почвенных компонентов, будет способствовать появлению широко образованных в области почвоведения молодых ученых, использованию единых научных подходов к познанию закономерностей поведения почв в меняющейся природной обстановке и обоснованию прогнозных оценок их поведения во времени.

К началу второй Школы был издан сборник “Палеопочвы — хранители информации о природной среде прошлого” (Новосибирск: ООО “Талер-Пресс”, 2011. 145 с.), содержащий краткую характеристику района проведения Школы, основные положения лекций и докладов молодых участников Школы. На страницах этого сборника опубликовано также обращение председателя Оргкомитета академика Г.В. Добровольского к участникам Школы.

При проведении третьей Международной научной молодежной Школы по палеопочвоведению “Палеопочвы — хранители информации о палеоприродной среде прошлого”, которая будет проходить в Приобье в августе 2012 г., предполагается дополнительно обсудить вопросы, отражающие приемы и методы изучения мезоморфологии, карбонатного состояния, геохимии погреб-

бенных и поверхностных палеопочв, а также закономерности поведения ре-экспонированных палеопочв в современной природной обстановке.

“Без прошлого нет настоящего и будущего” — таков девиз ежегодной Международной молодежной научной школы по палеопочвоведению, место проведения которой как нельзя лучше подходит для осуществления задач, которые она преследует, поскольку именно возле села Володарка расположены все виды палеопочв (погребенные,

современные и эксгумированные), а современные почвы в своем облике и свойствах несут информацию о древней природной среде, и именно в селе Володарка и в Топчихинском районе Алтайского края администрации возглавляют такие личности, которые понимают всю важность проводимого мероприятия и способствуют успешному проведению научной школы.

Заявку на участие в работе школы следует направлять по электронному адресу: paleosol@yandex.ru.