

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 9, 2021

---

---

Тема номера – физика почв  
Редактор номера Е.В. Шеин

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Агрегатная структура естественных и пахотных почв разного генезиса: морфологические и реологические характеристики

*А. Б. Умарова, М. А. Бутылкина, М. М. Сусленкова, М. С. Александрова,  
З. С. Ежелев, М. В. Хмелева, А. К. Шапацев, А. И. Гасина* 1019

Термодинамическая концепция физического качества почв

*А. В. Смагин* 1033

Температуропроводность криоомфных почв степных комплексов на меловых породах

*Д. Г. Поляков, Т. А. Архангельская, А. Г. Рябуха, И. В. Ковда* 1051

Влияние типа землепользования на физические свойства черноземов лесостепной зоны Западной Сибири

*И. Н. Курганова, В. О. Лопес де Гереню, Е. Н. Смоленцева,  
М. П. Семенова, В. И. Личко, Б. А. Смоленцев* 1061

---

## ГИДРОЛОГИЯ ПОЧВ

Гидрология почв агроландшафтов: количественное описание, методы исследования, обеспеченность почвенных запасов влаги

*Е. В. Шеин, А. Г. Болотов, А. В. Дембовецкий* 1076

Цифровое почвенное картографирование для целей гидрологического моделирования на примере экспериментальных водосборов (юг Приморского края)

*А. Н. Бугаец, Н. Ф. Пшеничникова, А. А. Терешкина, С. Ю. Лупаков, Б. И. Гарцман,  
В. В. Шамов, Л. В. Гончуков, О. М. Голодная, С. М. Красногеев, Н. К. Кожевникова* 1085

---

## ТОМОГРАФИЯ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОЧВ

Томография в почвоведении: от первых опытов к современным методам (обзор)

*К. Н. Абросимов, К. М. Герке, Д. С. Фомин, К. А. Романенко, Д. В. Корост* 1097

Анализ томографических изображений структуры порового пространства почв методами интегральной геометрии

*Т. Г. Калнин, Д. А. Ивонин, К. Н. Абросимов, Е. А. Грачев, Н. В. Сорокина* 1113

Физико-томографическая характеристика и структура бактериального сообщества агрофизической системы прорастающие корни–поровое пространство почв (модельные физические экспериментальные исследования)

*А. В. Суздалева, Н. В. Верховцева, К. Н. Абросимов, А. А. Романычева* 1124

Пространственная организация пор в темно-серой почве со вторым гумусовым горизонтом (томографический анализ)

*Е. Б. Скворцова, К. Н. Абросимов, В. Н. Щепотьев, В. Н. Дмитренко* 1133

---

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРОДСКИХ ПОЧВ

Особенности агрегатного состава в связи с соотношением углерода органического вещества и карбонатов в почвах Ростовской агломерации

*С. С. Тагивердиев, О. С. Безуглова, С. Н. Горбов, П. Н. Скрипников, Д. А. Козырев* 1143

Капиллярные эффекты в полидисперсных системах и их использование в почвенном конструировании

*А. В. Смагин, Н. Б. Садовникова, Е. А. Беляева, А. В. Кириченко, В. Н. Кривцова* 1150

---

---

---

---

# Contents

---

---

No. 9, 2021

---

---

## SOIL PHYSICS

Issue Editor: E. V. Shein

### Physical Properties of Soils

- Aggregate Structure of Native and Arable Soils of Different Genesis:  
Morphological and Rheological Characteristics  
*A. B. Umarova, M. A. Butylkina, M. M. Suslenkova, M. S. Aleksandrova,  
Z. S. Ejelev, M. V. Khmeleva, A. K. Shkhapasev, and A. I. Gasina* 1019
- Thermodynamic Concept of the Physical Quality of Soils  
*A. V. Smagin* 1033
- Thermal Diffusivity of Cryomorphic Soils of Steppe Complexes on Limestone  
*D. G. Polyakov, T. A. Arkhangelskaya, A. G. Ryabukha, and I. V. Kovda* 1051
- Influence of the Type of Land Use on the Physical Properties  
of Chernozems in the Forest-Steppe Zone of Western Siberia  
*I. N. Kurganova, V. O. Lopes de Gerenyu, E. N. Smolentseva, M. P. Semenova,  
V. I. Lichko, and B. A. Smolentsev* 1061
- 

### Soil Hydrology

- Soil Hydrology of Agricultural Landscapes: Quantitative Description,  
Research Methods, Availability of Soil Moisture Reserves  
*E. V. Shein, A. G. Bolotov, and A. V. Dembovetskiy* 1076
- Digital Soil Mapping for Hydrological Modeling with the Example of Experimental  
Catchments (South of Primorsky Krai)  
*A. N. Bugaets, N. F. Pshenichnikova, A. A. Tereshkina, S. Yu. Lupakov,  
B. I. Gartsman, V. V. Shamov, L. V. Gonchukov, O. M. Golodnaya,  
S. M. Krasnopeev, and N. K. Kozhevnikova* 1085
- 

### Tomography of Soil Pore Space

- Tomography in Soil Science: from the First Experiments to Modern Methods (Review)  
*K. N. Abrosimov, K. M. Gerke, D. S. Fomin, K. A. Romanenko, and D. V. Korost* 1097
- Analysis of Tomographic Soil Pore Space Structure by the Integral Geometry Methods  
*T. G. Kalnin, D. A. Ivonin, K. N. Abrosimov, E. A. Grachev, and N. V. Sorokina* 1113
- Physical-Tomographic Characteristics and Structure of the Bacterial Community  
of the Agrophysical System “Germinating Roots–Pore Space of Soils”  
(Physical Model Experiment)  
*A. V. Suzdaleva, N. V. Verkhovtseva, K. N. Abrosimov, and A. A. Romanycheva* 1124
- Spatial Organization of Pores in Dark Gray Soil with a Second Humus Horizon  
(Tomographic Analysis)  
*E. B. Skvortsova, K. N. Abrosimov, V. N. Shchepot’ev, and V. N. Dmitrenko* 1133
- 

### Physical Properties of Urban Soils

- Aggregate Composition as Related to the Distribution of Different Forms  
of Carbon in Soils of the Rostov Agglomeration  
*S. S. Tagiverdiev, O. S. Bezuglova, S. N. Gorbov, P. N. Skripnikov, and D. A. Kozyrev* 1143
- Capillary Effects in Polydisperse Systems and Their Use in Soil Engineering  
*A. V. Smagin, N. B. Sadovnikova, E. A. Belyaeva, A. V. Kirichenko, and V. N. Krivtsova* 1150
- 
-

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

УДК 631.43

### АГРЕГАТНАЯ СТРУКТУРА ЕСТЕСТВЕННЫХ И ПАХОТНЫХ ПОЧВ РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА: МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

© 2021 г. А. Б. Умарова<sup>а, \*</sup>, М. А. Бутылкина<sup>а</sup>, М. М. Сусленкова<sup>а</sup>, М. С. Александрова<sup>б</sup>,  
З. С. Ежелев<sup>а</sup>, М. В. Хмелева<sup>а</sup>, А. К. Шхапацев<sup>с</sup>, А. И. Гасина<sup>а</sup>

<sup>а</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup> Институт глобального климата и экологии им. академика Ю.А. Израэля,  
ул. Глебовская, 20Б, Москва, 107258 Россия

<sup>с</sup> Майкопский государственный технологический университет, ул. Первомайская, 191, Майкоп, 385000 Россия

\*e-mail: a.umarova@gmail.com

Поступила в редакцию 09.03.2021 г.

После доработки 29.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Агрегаты и капиллярно-насыщенные пасты суглинистых дерново-подзолистых почв (Albic Glossic Retisols (Lomic, Cutanic)), типичных и слитых черноземов (WRB – Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic) и Vertisols), желтоземов (WRB – Alisols) в их естественном состоянии и агроиспользовании исследовали методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и на ротационном вискозиметре “Реотест-2” с коаксиальной цилиндрической системой. Агрегаты пахотных горизонтов дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного имеют менее выраженную пористость и более плотную упаковку микроагрегатов по сравнению с естественными почвами. Для слитых черноземов наблюдается обратная картина – при больших увеличениях фиксируется микроагрегированность пахотного слоя, в то время как в гумусово-аккумулятивном горизонте залежи срез агрегата представлен слитой массой. Реологическое поведение почв выявило преобладание конденсационно-кристаллизационных структурных связей в пахотных слоях, сменяющихся с глубиной преобладанием коагуляционных структур, за исключением черноземов слитых, в верхних горизонтах которых хорошо развита коагуляционная структура и проявляется тиксотропия. Предел пластично-вязкого разрушения структуры более высокий в почвах, не вовлеченных в сельскохозяйственное использование, а “предел Шведова”, соответствующий началу деформационных процессов, напротив, ниже. Все исследованные образцы почв имели несколько пределов прочности, что свидетельствует об иерархической организации структуры почвенных агрегатов.

*Ключевые слова:* дерново-подзолистые почвы, черноземы типичные, слитые черноземы, желтоземы, структурная организация почв, реология, конденсационные связи, кристаллизационные связи, СЭМ

DOI: 10.31857/S0032180X21090136

#### ВВЕДЕНИЕ

Стартовой характеристикой любой почвы является ее морфологическое описание, обязательно включающее характеристику структуры почвенных горизонтов и слоев. Согласно концепции иерархии структурных уровней организации почв [4], агрегатный уровень формируется в процессе почвообразования путем взаимодействия элементарных почвенных частиц, приводящего к появлению характерных для каждого типа почвообразования микроагрегатов, агрегатов и новообразований. По сути, данный уровень – это начальный этап пространственной организации твердой фазы почв, во многом наследуемый от материнской породы и трансформируемый процессами почвообразования. Именно поэтому в становле-

нии направлений исследования почвенной структуры, аспектов ее образования и свойств работали многие выдающиеся отечественные ученые-почвоведы: С.А. Захаров, В.Р. Вильямс, И.Н. Антипов-Каратаев, К.К. Гедройц, П.В. Вершинин, С.И. Долгов, Н.А. Качинский, А.Д. Воронин, Б.Г. Розанов и другие.

В настоящее время можно выделить 3 основных направления изучения почвенной структуры, имеющих свою историю развития и весьма связанных между собой.

*Первая группа* исследований направлена на анализ морфологии и распределения агрегатов по размерам. Одной из первых работ в области изучения почвенных агрегатов явилась работа Захарова [8], которая и в настоящее время традицион-

но используются в отечественном почвоведении при морфологическом описании почв. На западе первые упоминания о классификации агрегатов по их форме можно встретить у Кинга в 1907 г. [36]; в 1934 г. эта работа была дополнена и детализирована Бейвером [30], а в 1937 г. Департаментом сельского хозяйства США издано руководство по полювому исследованию почв, используемое и в настоящее время и включающее морфологическое описание структуры на основе этих работ [42]. Предприняты успешные попытки связать форму агрегатов, гранулометрический состав и тип почвообразования [9], выявлены диагностические признаки морфологии агрегатов отдельных генетических горизонтов [16]. По мере развития инструментальных методов исследования почв широкое развитие получило изучение микроморфологических характеристик [27, 36, 41], в том числе неразрушающими методами рентгеновской компьютерной томографией [18, 29, 41] и сканирующей электронной микроскопией [34, 43].

В современном почвоведении считается общепринятым понятие структуры как распределения агрегатов по форме и размерам. На его основе используется целый ряд оценочных параметров структуры для успешного роста и развития культурных растений: содержание агрономически ценных агрегатов [10], коэффициент структурности АФИ [3], средневзвешенный и среднегеометрический диаметры агрегатов [19, 37].

*Вторая группа* исследований анализирует структуру почв с точки зрения выполняемых ею функций – способности удерживать и проводить влагу, растворенные вещества и воздух, формировать и дифференцировать среду обитания для живых организмов [5, 33]. Предприняты попытки связать форму агрегатов и их пространственное расположение в составе почвенных горизонтов на передвижение в них влаги [13]. Большое внимание уделяется поровому пространству почвы (распределению пор по размерам, форме, извилистости, непрерывности, функциям) и свойствам поверхности твердой фазы почв (гидрофобности, сорбируемости, ее площади и пр.) [45, 47] и их изменению, что может влиять на сорбционные и транспортные характеристики почв [31, 32, 48].

*Третья группа* исследований направлена на изучение устойчивости почвенных агрегатов при воздействии естественных и антропогенных факторов. Устойчивость почвенных агрегатов в первую очередь оценивается по воздействию на них влаги [22, 28, 38, 44], разработаны различные методы и критерии оценки водоустойчивости структуры [19, 35].

Среди методов почвенной физико-механики в последние годы особую популярность приобрели реометрические методы, исследующие силу сцепления частиц почв, процессы разрушения и восста-

новления связей между ними, и отражающие морфологию почвенных частиц [40, 43].

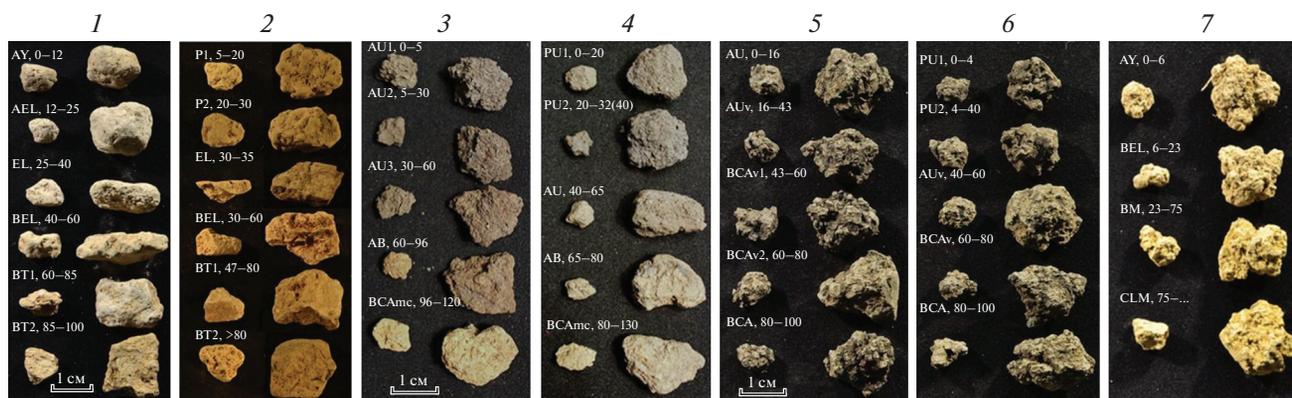
При сельскохозяйственном использовании земель возможна быстрая трансформация структуры почв [12, 20, 21, 46], причем установлено, что сразу после вспашки происходит временное увеличение пористости почвы, затем постепенная усадка с изменением геометрии пор, нарушением их связности, что сказывается на гидрофизических свойствах почв [28, 39]. При длительном воздействии сельскохозяйственной техники меняются формы и ориентации макропор с заметным изменением микро- и мезопористости, что приводит к уплотнению почв на некоторой глубине от поверхности [17, 25]. Иной эффект оказывают корневые системы растений, способствуя созданию стабильной и связанной системы биопор, улучшающей транспорт воды и газов [10, 39].

В данной работе основное внимание будет сосредоточено на рассмотрении структуры как формы агрегатов, их микроструктурности и устойчивости к механическому воздействию в зональном ряду почв европейской части РФ и при сравнении естественных и пахотных почв. Были поставлены следующие задачи: 1 – подобрать зональный ряд естественных и пахотных почв, имеющих тяжелый гранулометрический состав и отличающихся спецификой морфологического строения и типом землепользования; 2 – исследовать почвенную микроструктуру во взаимосвязи с генезисом почв и морфологией почвенных агрегатов; 3 – изучить реологическое поведение исследуемых почв как характеристику почвенной микроструктурности и ее устойчивости при увеличении внешней нагрузки.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Объектами исследования** явились [11]: дерново-подзолистые почвы Московской области под лесом и пашней, чернозем типичный мощный Курской области под лесом и под пашней, чернозем слитой Республики Адыгея под залежью с кустарниковой растительностью и пашней, желтозем дендрария г. Сочи. Рассмотрим их профильное строение.

Дерново-подзолистая почва под лесом согласно “Классификации и диагностике...” [26] (WRB – Albic Glossic Retisols (Lomic, Cutanic)) представляет собой постлитогенную текстурно-дифференцированную дерново-палево-подзолистую почву на покровных суглинках, подстилаемых мореной и расположенную под пологом смешанного леса, представленного елью, березой, бересклетом, орешником, папоротником, мхами, GPS-координаты: 56°05′59.6″ N, 37°49′09.4″ E. Почва имеет следующее строение профиля: O (0–3 см) – AY (3–12 см) – AEL (12–25 см) – EL (25–40 см) –



**Рис. 1.** Морфология агрегатов: 1 – дерново-подзолистой почвы под лесной растительностью; 2 – дерново-подзолистой почвы под пашней; 3 – чернозема типичного под лесной растительностью; 4 – чернозема типичного под пашней; 5 – чернозема слитого под залежью; 6 – чернозема слитого под пашней; 7 – желтозема.

BEL (40–60 см) – BT1 (60–80(85) см) – BT2 (80(85)–140 см). Верхние легкосуглинистые горизонты глубже 40 см сменяются среднесуглинистыми. Гумусовые горизонты имеют комковатую структуру, в оподзоленных выражена плитчатость агрегатов, а иллювиальные слои имеют агрегаты призматической формы (рис. 1, 1). Дерново-подзолистая почва под пашней [26] (WRB – Albic Glossic Retisols (Lomic, Cutanic)) – постлитогенная текстурно-дифференцированная типичная агродерново-подзолистая среднесуглинистая среднечерноземная на покровных суглинках, подстилаемых моренной, расположена на опытном поле Почвенного института им. В.В. Докучаева (GPS: 56°08'01.2" N, 37°48'07.3" E). Строение профиля: PU1 (5–20 см) – PU2 (20–30 см) – BEL (30–60 см) – BT1 (60–80 см) – BT2 (>80 см). В ней утяжеление гранулометрического состава наблюдается с глубины 60 см, а почвенная структура в нижней старопашотной части гумусового слоя, включающей часть оподзоленного горизонта, приобретает плитчато-ореховатую структуру. Нижние горизонты имеют схожую форму агрегатов.

Следующая группа объектов исследования представлена черноземами типичными Курской области на лёссовидных суглинках [24]. Почва под лесом – это постлитогенный аккумулятивно-гумусовый чернозем миграционно-мицеллярный на тяжелом лёссовидном суглинке [26] (WRB – Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)), расположенный на территории Стрелецкого участка ЦЧ ГПБЗ имени проф. В.В. Алехина под покровом дубравы снытевой урочища Дуброшина (GPS: 51°33'55.2" N, 36°05'15.4" E). Строение его профиля следующее: AU (0–5 см) – AU2 (5–30 см) – AU3 (30–60(70) см) – AB (60(70)–96(100) см) – BCAmc1 (96(100)–120 см) – BCAmc2 (120–...см). Гумусовые горизонты имеют комковато-зернистую структуру с появлением слабой плитчатости в нижней части, глубже зернистые агрегаты фор-

мируют слабо выраженные глыбисто-призматические структурные элементы (рис. 1, 3). Чернозем типичный под пашней или постлитогенный аккумулятивно-гумусовый агрочернозем миграционно-мицеллярный на лёссовидном суглинке [26] (WRB – Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)), располагается под посевами злаков на опытном поле Курского НИИ АПП (GPS: Координаты 51°37'17.1" N, 36°15'42.0" E). Строение профиля: PU1 (0–20 см) – PU2 (20–40 см) – AU (40–65 см) – AB (65–80 см) – BCAmc1 (80–110(130) см) – BCAmc2 (110(130)–...см). Пахотные слои до глубины 40 см представлены мелкозернисто-порошистой структурой переходящей в мелкозернистую с признаками плитчатости в горизонте AB, нижняя часть профиля имеет выраженную глыбисто-призматическую структуру.

Были исследованы слитые черноземы на делювиальных глинах в Майкопском районе Республики Адыгея [6]. Чернозем слитой (вертисоль) под залежью представлен постлитогенным аккумулятивно-гумусовым черноземом слитизированным на делювиальных глинах и расположен под кустарниковой растительностью [26] (WRB – Vertisols), преимущественно черноплодным боярышником и злаковыми травами (GPS: 44°43'13.9" N, 40°03'37.3" E). Строение профиля: AU1 (0–5 см) – AU2 (5–16 см) – AUv (16–43 см) – BCav (43–...см). Верхние горизонты имеют комковато-зернистую структуру, уже с глубины 16 см переходящую в глыбисто-призматическую (рис. 1, 5).

Чернозем слитой пахотный расположен на полях ФГБНУ “Адыгейский научно-исследовательский институт сельского хозяйства” под подсолнечником (GPS: 44°43'15.9" N, 40°03'36.3" E). Строение профиля: PU1 (0–4 см) – PU2 (4–40 см) – AUv (40–... см). В данном варианте почв только верхние 4 см имеют зернистую структуру, глубже почвенные горизонты состоят из глыбисто-призм-

матических структурных отдельностей. Обращает внимание наличие в профилях изученных слитых почв мелких камней размером менее 2–3 мм.

Был исследован желтозем, который по “Классификации и диагностике...” [26] (WRB – Alisols) относится к постлитогенным структурно-метаморфическим желтоземам (элювиально-поверхностно-глеявая почва на желтоцветном делювии) и располагается в Краснодарском крае в дендрарии ФГБНУ ВНИИЦиСК г. Сочи под злаковыми травами, мандаринами, фейхоа (GPS: 43°34'05" N, 39°44'55" E). Строение профиля: AY (0–6(10) см) – BEL (6(10)–19(23) см) – BM (19(23)–73(75) см) – CLM (73(75)–...см). Его отличает комковато-порошистая и комковатая структура верхних горизонтов и бесструктурность почвы с глубины 19–23 см.

Таким образом, все исследованные почвы имеют тяжелый гранулометрический состав от легко до среднесуглинистого состава и следующее разнообразие структуры: верхних горизонтов – комковатая, порошистая или зернистая; средних и нижних – комковатая, глыбистая, призматическая или бесструктурная.

**Методы исследования.** Полевое морфологическое описание структуры почв проводилось по методу Захарова [16]. Для определения основных физических свойств почв использовали классические методы физики почв: плотность почвы определяли буровым методом с объемом бура 100 см<sup>3</sup> [3]; плотность твердой фазы почв – пикнометрическим методом, агрегатный состав почв – методом сухого просеивания по Саввинову, содержание общего углерода – методом сухого сжигания на анализаторе АН-7529М [19]. Гранулометрический анализ почв был проведен с использованием метода лазерной дифракции на лазерном анализаторе размера частиц “Analysette 22 comfort” (Fritsch, Германия). Диспергирование образцов осуществлялось на ультразвуковой установке Digital Sonifier S-250D (Branson Ultrasonics, США). Энергия ультразвука составила 450 Дж/мл.

Для изучения микроструктуры были выбраны 3 агрегата преобладающего размера из диапазона агрономически ценных агрегатов из каждого горизонта. Помимо исследования микростроения их поверхности, изучались особенности внутреннего строения. Для этого были сделаны сколы тонким лезвием по линии, проходящей через центр агрегата. Съемку поверхностей и сколов проводили методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на приборе JEOL, JSM-6380LA при увеличениях от  $\times 30$  до  $\times 7000$ . Пробоподготовку, съемку и анализ снимков вели по ранее апробированной на образцах разного генезиса методике [43]. Количество снимков для каждого почвенного горизонта в зависимости от содержания в нем органического вещества составило от 70 до 200 для вы-

бора наиболее типичных картин рельефа поверхностей, дающих представление об особенностях пространственной организации агрегатов. Такой подход был применен впервые.

Основные реологические характеристики почв получали на ротационном вискозиметре “Реотест-2” с коаксиальной цилиндрической системой, имеющей рабочий объем 17 мл [19]. Пробоподготовку проводили следующим образом: воздушно-сухой образец растерли пестиком с резиновым наконечником, просеивали через сито 1 мм. Навеску почвы массой 17 г помещали в бюкс и капиллярно насыщали в течение суток для приобретения вязко-текучей консистенции. Измерения зависимости напряжения сдвига или вязкости почвенной суспензии от скорости сдвига проводили в диапазоне скоростей от 0.1667 до 72.9 с<sup>-1</sup>. Каждый цикл имел 12 скоростей и состоял из прямого и обратного ходов – увеличения и уменьшения нагрузки. На основании полученных значений были построены реологические кривые исследуемых образцов. По кривым течения и кривым вязкости были определены следующие реологические параметры:  $\eta_{P_{к1}}$  – вязкость начала течения, наибольшая структурная вязкость ( $\gamma = 0.1667$  с<sup>-1</sup>);  $\eta_{кон}$  – конечная эффективная вязкость образца, которая соответствует наименьшей скорости деформации ( $\gamma = 0.1667$  с<sup>-1</sup>) по обратной реологической кривой;  $\eta_{мин}$  – минимальная структурная вязкость;  $P_{к1}$  – напряжение сдвига, соответствующее началу течения образца ( $\gamma = 0.1667$  с<sup>-1</sup>);  $P_{к2}$  – динамический предел текучести, соответствует началу разрушения;  $P_m$  – напряжение сдвига, соответствующее полному разрушению структуры;  $P_{к1}/P_{к2}$  – характеристика прочности образуемых связей;  $P_m/P_{к1}$  – характеристика диапазона напряжений, при которых разрушается структура. Обработку данных вели в электронных пакетах Excel и Statistica.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Основные свойства почвы,** обуславливающие свойства поверхности твердой фазы и почвенной структуры, представлены в табл. 1. Гранулометрический состав верхних горизонтов черноземов был закономерно тяжелее, чем у дерново-подзолистых почв, и соответствовал суглинку тяжелому.

В черноземах слитых обнаружено самое высокое содержание физической глины (<0.01 мм) – более 60% – с практически полным отсутствием дифференцированности во всем профиле почв. Сходным гранулометрическим составом представлены горизонты профиля желтозема, за исключением более легкого верхнего горизонта. Профили чернозема типичного являются менее однородными и более легкими по гранулометри-

**Таблица 1.** Некоторые физические и химические свойства исследуемых почв

Горизонт	Глубина, см	$\rho_s$ , г/см <sup>3</sup> *	Содержание гранулометрических фракций, % от объема				$C_{\text{общ}}$ , %*
			<0.002 мм	0.002–0.05 мм	>0.05 мм	физическая глина, <0.01 мм	
Дерново-подзолистая почва под лесной растительностью							
AУ	0–12	2.35	12.83	85.49	1.68	42.73	2.79
AEL	12–25	2.44	9.03	87.88	3.09	34.28	1.8
EL	25–40	2.3	15.69	82.60	1.71	42.57	0.28
BEL	40–60	2.6	17.14	81.10	1.76	46.05	0.25
BT2	60–85	2.72	20.11	79.04	0.85	52.67	0.21
Дерново-подзолистая почва под пашней							
P1	0–18	2.53	8.21	46.45	45.34	32.51	1.3
P2	18–36	2.58					
EL	36–42	2.58	7.25	44.21	48.54	28.17	1
ELB	42–51	2.56	8.83	43.33	47.84	30.39	0.41
BT1	50–80	2.75	12.00	39.58	48.42	33.1	0.35
BT2	80–95	2.75	13.87	47.78	38.35	40.59	0.18
Чернозем типичный под лесной растительностью							
AU1	0–5	2.20	14.20	60.00	25.80	50.68	3.8
AU2	5–30	2.30	19.91	60.85	19.24	60.03	3.14
AU3	30–60	2.43	13.69	55.77	30.54	43.81	2.15
AB	60–96	2.42					1.05
BCAmcl	96–110	2.50	26.14	43.69	30.17	59.02	2.27
Чернозем типичный под пашней							
PU1	0–20	2.38	24.58	39.36	36.06	54.72	2.76
PU2	20–40	2.40	25.19	55.04	19.77	63.34	3.07
AU	40–65	2.36	24.11	34.44	41.45	49.15	2.54
AB	65–80	2.38	17.62	42.73	39.65	44.37	1.75
BCAmcl	80–...	2.63	26.71	50.67	22.62	60.32	1.31
Чернозем слитой под залежью							
AU2	5–16	2.52	19.65	65.72	14.63	64.7	4
AUv	16–43	2.55	19.67	65.70	14.63	64.64	3.46
BCAv1	43–60	2.59	20.50	66.20	13.30	65.96	3.15
BCAv2	60–80	2.67	20.42	65.66	13.92	65.4	1.91
Чернозем слитой под пашней							
PU1	0–4	2.54	20.01	68.32	11.67	66.43	3.19
PU2	4–40	2.57	22.92	68.13	8.95	68.67	2.76
AUv	40–60	2.65	20.43	63.70	15.87	62.65	1.83
BCAv	60–80	2.60	20.67	67.35	11.98	66.68	1.65
Желтозем							
AУ	0–6	2.66	20.70	58.69	20.61	54.6	1.5
BEL	6–23	2.68	23.22	61.40	15.38	60.39	0.87
BM	23–75	2.70	25.06	60.46	14.48	62.25	0.51
CLM	75–...	2.73	23.75	58.86	19.39	60.56	0.52

\* Медианные значения.

ческому составу. В черноземе типичном под пашней содержание физической глины больше, чем в лесном аналоге. В дерново-подзолистых почвах наблюдается закономерно меньшее содержание тонких фракций, причем в лесной почве содержание физической глины во всех горизонтах больше по сравнению с пахотной почвой. Изменение гранулометрического состава по профилю дерново-подзолистых почв отражает процессы почвообразования, наименьшее содержание физической глины выявлено для горизонтов AEL и EL, наибольшее – для горизонтов BT.

Значения плотности почв и плотности твердой фазы почв соответствуют типичным диапазонам согласно их генезису. Наибольшими величинами плотности твердой фазы выделяется профиль желтоземов, содержащий значительные количества железа [16], а наименьшими – типичный чернозем с высоким содержанием общего углерода, который в верхних слоях представлен органическим веществом, а в нижних – карбонатами [21]. В слитом черноземе повышенные значения плотности твердой фазы связаны с их генезисом:

**Таблица 2.** Свойства структуры исследуемых горизонтов почв (ситовой анализ)

Тип землепользования	Горизонт, глубина, см	$\Sigma$ (10–0.25), %	>10 мм, %	Оценка структуры
Дерново-подзолистая почва				
Лесная растительность	AУ, 3–12	42.9	50.0	Хорошая
	EL, 25–40	53.9	21.5	Отличная
	BEЛ, 40–60	73.1	11.5	Отличная
	BT1, 60–85	33.7	63.0	Неуд.
	PU1, 5–20	48.5	49.0	Хорошая
	PU2, 20–30	53.9	45.0	Хорошая
Пашня	BEЛ, 30–60	71.7	25.5	Отличная
	BT1, 60–80	28.5	71.5	Неуд.
	Чернозем типичный			
Лесная растительность	AУ2, 5–30	66.4	5.5	Отличное
	AУ3, 30–60	67.7	31.5	Отличное
	BCA, 96–110	53.1	46.5	Хорошее
	PU1, 0–20	63.2	36.5	Отличное
Пашня	AУ, 40–65	66.7	13.5	Отличное
	BCA, 80–130	48.9	51.0	Хорошее
Чернозем слитой				
Залежь	AУ, 5–16	28.3	71.5	Неуд.
	AУv, 16–43	44.1	55.7	Хорошее
	BCAv, 60–80	34	59.5	Неуд.
	PU, 5–20	31.7	67.5	Неуд.
Пашня	AУv, 40–60	39.12	60.0	Хорошее
	BCAv, 60–80	34.8	62.7	Неуд.
Желтозем				
Дендрарий	AУ, 0–6	41	58.5	Хорошее
	BEЛ, 6–20	18.9	80.0	Неуд.
	BM, 20–60	15.7	79.0	Неуд.

Примечание. Неуд. – неудовлетворительная.

почвообразующие породы представлены тяжелыми майкопскими глинами [15].

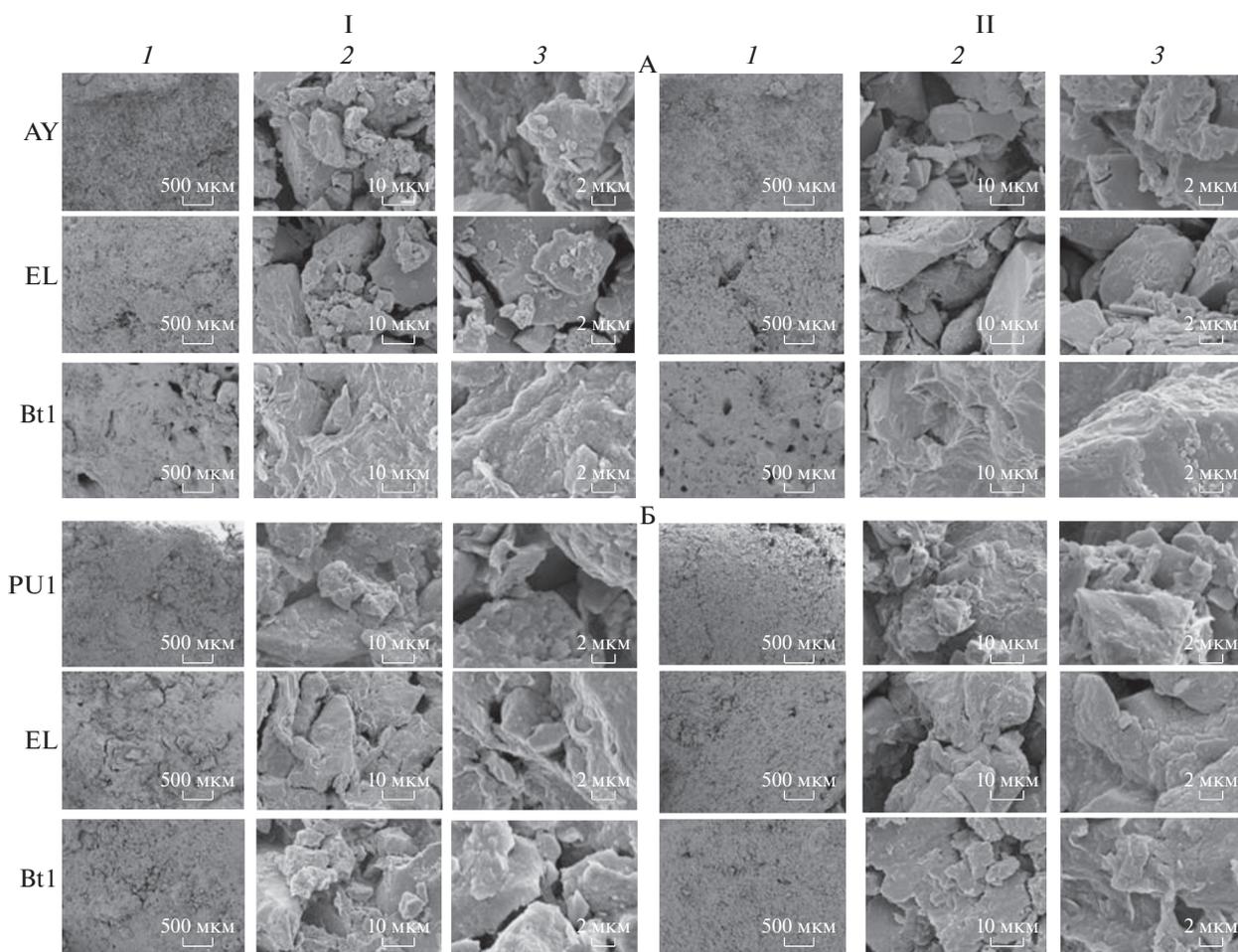
Агрегатный анализ показал, что для всех исследуемых почв фракция больше 10 мм была преобладающей, за исключение верхнего горизонта чернозема типичного под лесом. Для всех почв под лесом, независимо от генезиса, распределение агрегатов по размерам более равномерное, чем в пахотных почвах, что согласуется с данными Холодова [23], показавшим, что вовлечение почв в сельскохозяйственное использование увеличивает размер агрегатов.

Проведена оценка структуры почв по содержанию агрономически ценных агрегатов (табл. 2). Для дерново-подзолистых почв и желтозема характерна смена качества структуры вниз по профилю с хорошей до неудовлетворительной. В черноземах типичных наблюдается отличная структура всех горизонтов, за исключением нижних, где происходит переход в градацию хорошая. Выделяется чернозем слитой, в котором вне зависимости от типа землепользования структура является неудовлетворительной по всему профилю. Размер преобладающей фракции диапазона агрономически ценных агрегатов варьирует в зависи-

мости от генезиса почв и типа землепользования. Так, в верхних горизонтах дерново-подзолистой почвы под лесом преобладали агрегаты размером 5–7 и 7–10 мм, в горизонтах EL, BEЛ и BT – 1–2, 3–5 и 7–10 мм соответственно, а во всех горизонтах пахотной почвы – 5–7 и 7–10 мм. Для чернозема типичного под лесом в наибольшей степени представлена фракция 3–5 мм диапазона 10–0.25 мм, а в пахотной почве – 1–2 мм. В слитых черноземах и среди агрономически ценных агрегатов преобладают фракции размером 7–10 мм.

**Микроструктура.** Съемка поверхности и срезов агрегатов методом СЭМ показала, что микроструктура почв разного генезиса имеет свои особенности, заметные уже на небольших увеличениях ( $\times 500$ ). Различия между горизонтами профилей и специфика землепользования обнаруживаются при больших увеличениях, начиная с  $\times 2000$ .

В дерново-подзолистых почвах агрегаты верхних горизонтов имеют рыхлое внутреннее строение и включают визуально определяемые элементарные почвенные частицы (ЭПЧ), что отчетливо видно на сколах агрегатов (рис. 2). В профиле выделяются горизонты EL и BEЛ, их агрегаты еще более рыхлые, пористые и в значительной степе-



**Рис. 2.** Микростроение дерново-подзолистой почвы под лесной растительностью (А), под пашней (Б). Здесь и на рис. 3, 4: 1 – поверхности агрегатов, II – сколы агрегатов при увеличении: 1 –  $\times 30$ , 2 –  $\times 2000$ , 3 –  $\times 7000$ .

ни состоят из мелких отмытых минеральных зерен, особенно заметных на больших увеличениях ( $\times 2000$  и  $\times 7000$ ), что соответствует классическим представлениям об оподзоленных горизонтах [7]. Структурные отдельности нижнего горизонта ВТ плотные, однородные, трещиноватые, присутствует эффект склеенности в однородную массу. Наибольшие различия между типами земледользования для дерново-подзолистых почв выявлены для верхних горизонтов. Агрегаты гумусово-аккумулятивного горизонта почвы под лесом включают большое количество мелких ЭПЧ, в то время как в пахотной почве представлены крупные микроагрегаты, образующие плотную структуру с меньшей пористостью. Для нижнего горизонта ВТ естественной почвы характерно обилие крупных пор, заметных при минимальном увеличении ( $\times 30$ ), и почти полное отсутствие тонких пор при большом увеличении ( $\times 7000$ ), в отличие от пахотной почвы с заметной пористостью при высоких увеличениях.

В верхних горизонтах чернозема типичного под лесом проявляется однородная связность и

слитность поверхности и скола агрегатов, а их поры представляют собой пустоты разной формы и размеров в однородной органично-минеральной массе. На увеличениях  $\times 2000$  выделяются отдельные ЭПЧ (рис. 3). В нижнем горизонте ВСАмс крупные поры менее выражены ( $\times 30$ ). В горизонте ВСАмс почвы под пашней при больших увеличениях ( $\times 2000$ ) наблюдаются крупные отмытые минеральные частицы, плотно сомкнутые с микроагрегатами.

Агрегаты слитого чернозема также плотно упакованы и склеены, а при увеличении  $\times 2000$  просматриваются единичные минеральные зерна (рис. 4). Только при увеличении  $\times 7000$  обнаруживается разница в верхних горизонтах – в пахотных почвах микроструктура агрегатов представлена плотно сомкнутыми микроагрегатами меньшего размера, чем в почвах под залежью.

Поверхность агрегатов желтозема отличается от скола крупными порами, заметными при малом увеличении ( $\times 30$ ), при среднем увеличении значимого различия не наблюдается – и поверхность, и скол имеют однородную плотную структуру без вы-

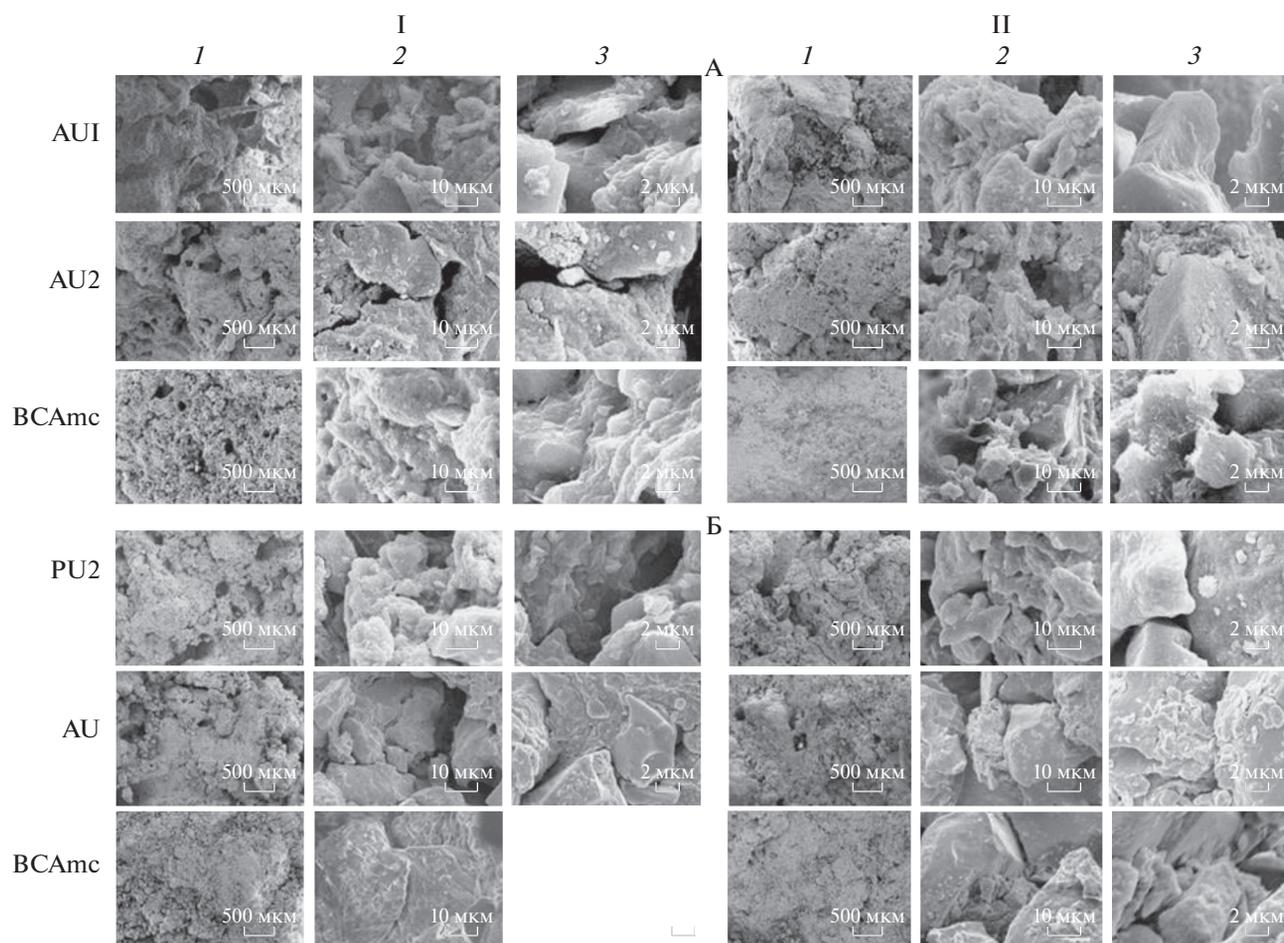


Рис. 3. Микростроение чернозема типичного под лесной растительностью (А), под пашней (Б).

деления отдельных ЭПЧ, и только при самых больших увеличениях обнаруживается сомкнутая микроагрегированность структурных отдельностей.

Отметим, что наиболее показательными для описания микроструктуры агрегатов дерново-подзолистых почв разного типа землепользования оказались сколы, показывающие различия их внутреннего микростроения. Горизонты черноземов и желтоземов не имеют столь выраженной разницы между поверхностью агрегата и его сколом. Вовлечение слитых черноземов в землепользование ведет к увеличению пористости агрегатов пахотного горизонта и заметной, при высоких увеличениях, микроструктурности, в отличие от черноземов типичных, в которых наблюдается более плотная упаковка агрегатов верхних слоев почв по сравнению с естественными почвами.

Особенности микростроения почвенных агрегатов нашли свое отражение в реологическом поведении почв (рис. 5). Реологические кривые прямого и обратного хода образуют петли, то есть одной и той же скорости сдвига соответствуют разные по величине напряжения сдвига. Известно, что кривая прямого хода фиксирует поведение почвы под на-

грузкой и характер разрушения ее структуры, кривая обратного хода дает представление о способности почвы восстанавливать структуру [14]. Если кривая обратного хода лежит выше кривой прямого хода, можно говорить о явлении реопексии (эта петля обусловлена увеличением прочности), а если ниже — о явлении тиксотропии. Доминирующая роль тех или иных реологических эффектов зависит от различных факторов, но, в первую очередь, от концентрации твердой фазы, типа межчастичных контактов и формы самих частиц [14]. Указанные свойства наиболее ярко проявляются при рассмотрении реологических характеристик исследованных почв по генетическим горизонтам.

В гумусовых горизонтах под естественной растительностью расположение реологических кривых прямого и обратного хода свидетельствует о проявлении тиксотропии, то есть при механическом воздействии происходит разрушение структуры, а затем, после прекращения воздействия, ее самопроизвольное восстановление в прежнее состояние [42]. Известно, что минеральные и органические коллоиды подавляют тиксотропию [15, 34], а частицы вытянутой формы увеличивают тиксо-

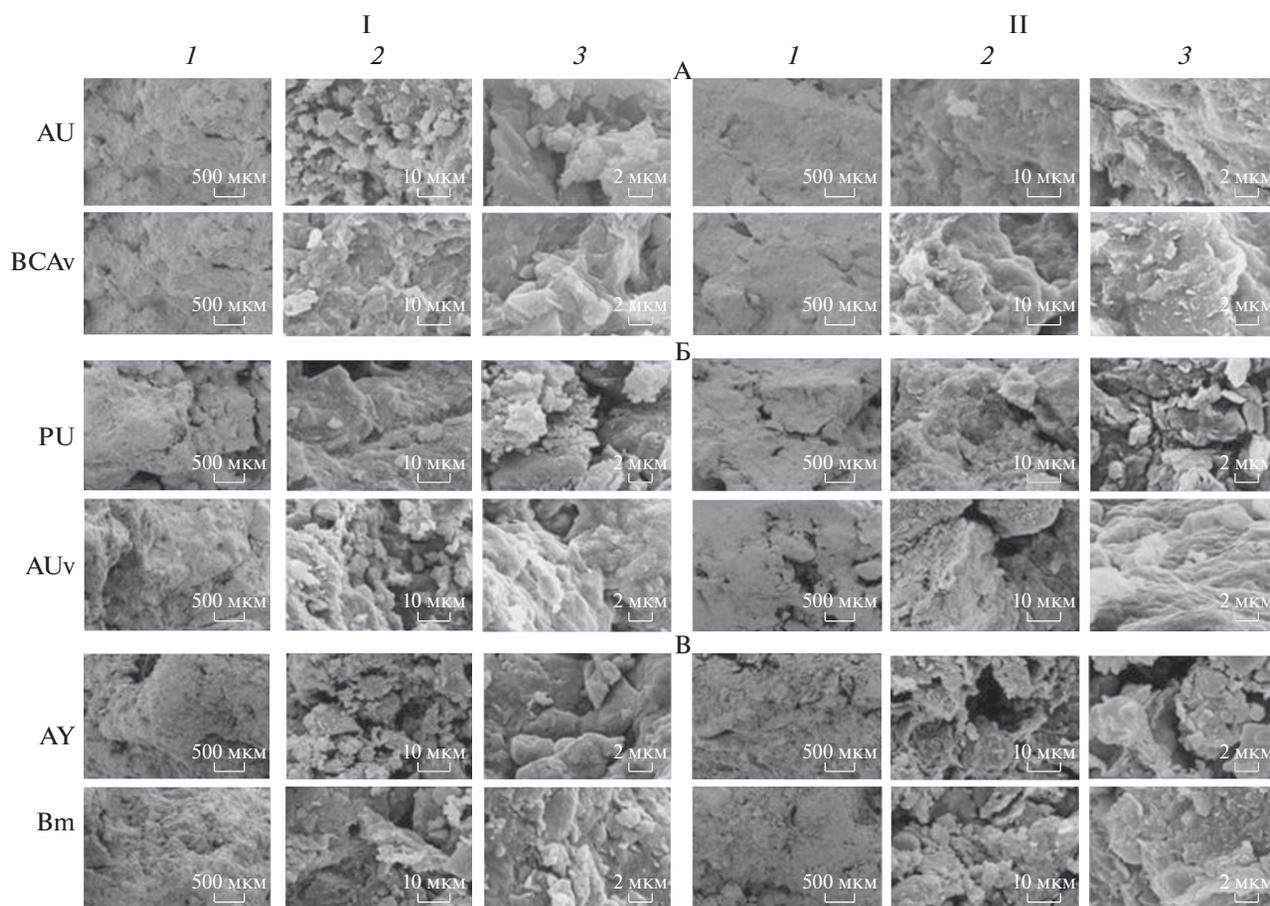


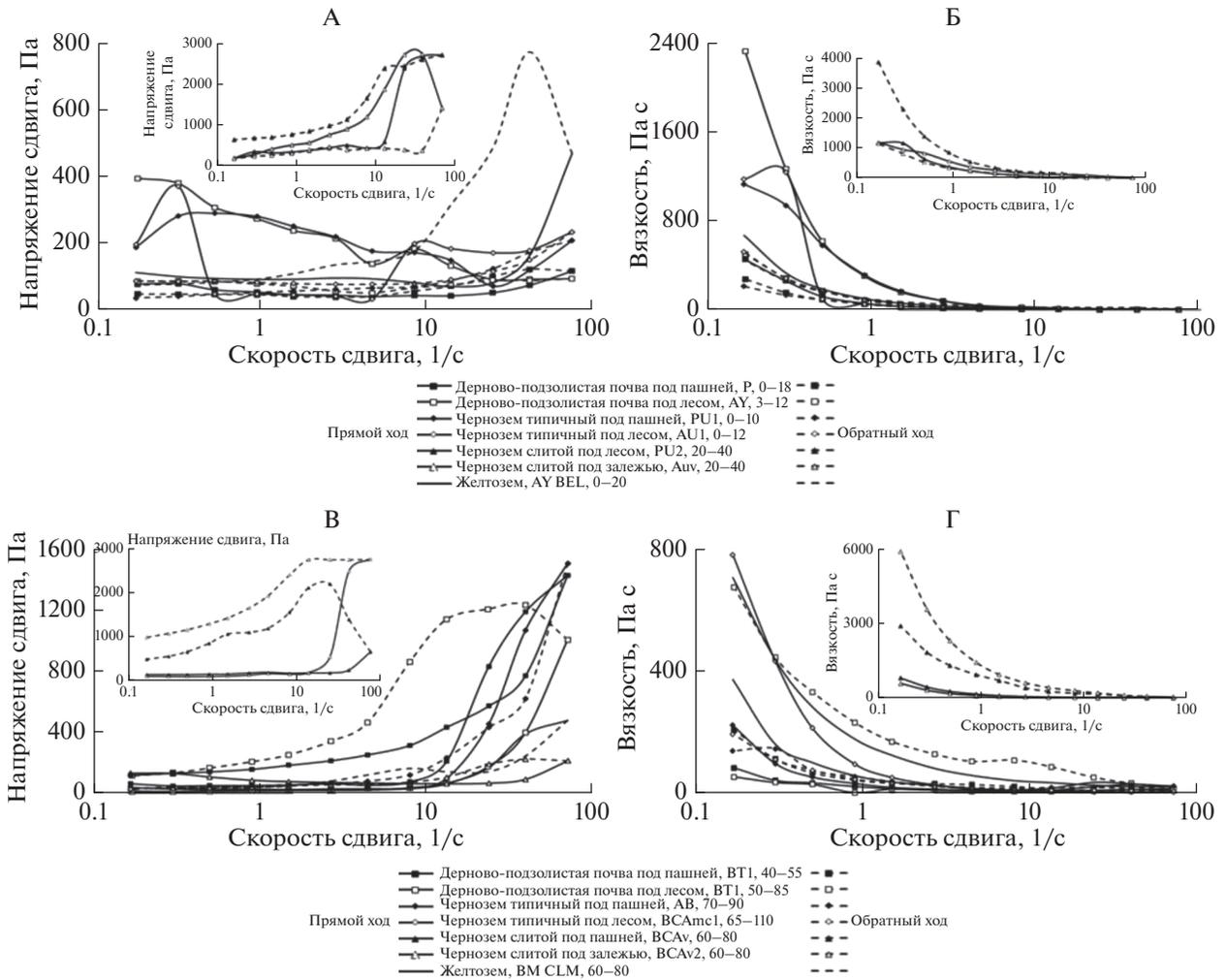
Рис. 4. Микростроение чернозема слитого под залежью (А), под пашней (Б) и желтозема (В).

тропные свойства. Из-за создаваемого расклинивающего давления устойчивых гидратно-ионных слоев связь между почвенными частицами ослабляется [45]. Отметим, что понятие о тиксотропности почв связано с представлением о возникновении в почвах особого рода коагуляционной тиксотропной структуры, которая характеризуется образованием рыхлого каркаса из коллоидных и более крупных частиц, преимущественно удлиненной формы, внутри которого находится почвенный раствор [1]. Это согласуется с данными съемки почвенных агрегатов, выявившее их рыхлое сложение в гумусовых горизонтах дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного. С глубиной явление тиксотропии сменяется на реопексию. В горизонте ЕL дерново-подзолистой почвы, где присутствуют отмытые округлые минеральные зерна, явление тиксотропии ослабляется, и появляется реопексия. В агрегатах иллювиальных горизонтов с плотным однородным сложением с отсутствием мелких пор, также в большей степени проявляется реопексия. Причиной данного явления, согласно работе Абриковой [2], может быть преобладание в исследуемых почвах прочных конденсационно-кристаллизационных структурных связей внутри агрегатов.

В отличие от естественных почв, кривые образцов пахотных горизонтов дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного, демонстрируют явление реопексии, обусловленное более плотным сложением и меньшей пористостью агрегатов. На реологических кривых нижних горизонтов пахотных дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного петля реопексии переходит в петлю гистерезиса при уменьшении напряжения сдвига [30]. Это согласуется с исследованиями микроструктуры: на СЭМ-снимках агрегаты нижних горизонтов почв под пашней имеют более рыхлое сложение по сравнению с агрегатами почв под лесной растительностью, что может быть обусловлено образованием коагуляционной структуры.

В слитом черноземе наблюдается тиксотропия верхних горизонтов как пашни, так и залежи. Глубже по профилю уже отчетливо проявляется реопексия, при которой после снятия нагрузки напряжение сдвига и вязкость увеличиваются при обратном ходе.

Для нижних горизонтов исследуемых почв независимо от типа землепользования видна следующая картина: с глубиной проявление одного свойства сменяет другое. Так, например, если в желто-



**Рис. 5.** Реологические кривые: графики зависимости напряжения сдвига от скорости сдвига (А, В), вязкости от скорости сдвига (Б, Г).

земе в верхних горизонтах наблюдались петли реопексии, то с глубиной проявляются обратные петли гистерезиса — тиксотропии. Для нижних горизонтов лесных почв диапазон напряжений, при котором осуществляется сдвиговая нагрузка, в несколько раз больше, чем в пахотных.

Рассчитанные реологические параметры представлены в табл. 3. Выявлено, что “предел Шведова” ( $P_{к1}$ ), соответствующий началу деформационных процессов, ниже у образцов почв, находящихся в сельскохозяйственном использовании. Выделение нескольких пределов прочности ( $P_{к2}$ ) свидетельствует о ступенчатом разрушении структуры и падении эффективной вязкости, а, следовательно, об иерархической организации различных по своей прочности структурных связей в почве. На реологических кривых некоторых горизонтов дерново-подзолистой почвы и желтозема можно наблюдать несколько  $P_{к2}$ , но разница между этими пределами прочности минимальна. В черноземе типичном и

слитом можно выделить несколько пределов прочности ( $P_{к2}$ ), сильно отличающихся друг от друга по своей величине. Это свидетельствует о более сложной микроструктурной организации в этих почвах.

Предел пластично-вязкого разрушения структуры ( $P_m$ ) больше в почвах, не вовлеченных в сельскохозяйственное использование. Напряжение сдвига, соответствующее полному разрушению структуры слитых черноземов, в таблице не указано, так как значения вышли за рамки возможного определения на приборе. Это означает, что для разрушения структурных связей нужно приложить нагрузку больше, предусмотренного конструкцией прибора.

По величине отношения  $P_{к1}/P_{к2}$ , выражающего наличие дилатантных свойств, можно сделать вывод, что прочность образуемых связей максимальна в желтоземах и характеризуется тем, что при малой скорости деформации система ведет себя как жидкость, с увеличением скорости деформации сопротивление резко возрастает и становится почти неза-

Таблица 3. Реологические параметры исследуемых почв

Почва	Горизонт, глубина, см	Вязкость, Па*с			Прочность, Па			$P_{к1}/P_{к2}$	$P_m/P_{к1}$	Наблюдаемое реологическое поведение
		$\eta_{P_{к1}}$	$\eta_{кон}$	$\eta_{min}$	$P_{к1}$	$P_{к2}$	$P_m$			
Дерново-подзолистая под пашней	P, 0–18	455.0	276.4	2.1	77.4	35.0 32.5	51.3	2.2	0.7	Реопексия, тиксотропия
	EL, 36–40	86.7	230.7	4.4	14.7	15.0	20.0	1.0	1.4	Реопексия
	BT1, 50–60	80.9	205.2	4.7	13.8	17.0	21.4	0.8	1.6	Тиксотропия, реопексия
Дерново-подзолистая под лесной растительностью	AУ, 3–12	2329.5	502.9	2.2	396	60.0	87.6	6.6	0.2	Тиксотропия
	EL, 20–25	23.3	276.3	4.7	701.3	25.0 60.0	191.3	3.7	0.3	Тиксотропия, реопексия, тиксотропия
	BT1, 50–85	51.6	674.5	4.6	8.8	18.0	62.2	0.5	7.1	Реопексия
Чернозем типичный под пашней	PU1, 0–10	1132.1	212.8	3.0	188.7	316.5 180.5 7.5	119.9	0.6	0.6	Реопексия, тиксотропия
	AУ, 40–50	1116.6	220.8	2.2	186.1	295.6 150.0	89.2	0.6	0.5	Реопексия, тиксотропия
	AB, 70–90	221.7	136.6	7.2	37	22.5 27.6 20.4	97.9	1.6	2.6	Тиксотропия, реопексия
Чернозем типичный под лесной растительностью	AУ1, 0–12	1176.4	520.7	4.5	196.1	49.3 244.3	179.2	4.0	0.9	Тиксотропия, реопексия, тиксотропия
	AУ2, 12–35	1144.5	450.2	3.4	190.78	300.2 83.3	138.9	0.6	0.7	Тиксотропия
	BCAmc1, 65–110	782.1	192.5	2.2	130.4	75.1	90.1	1.7	0.7	Реопексия, тиксотропия
Чернозем слитой под пашней	PU2, 20–40	1201.3	3911.9	–	200.3	398.4 300.0 655.1	–	0.5	–	Тиксотропия, реопексия
	AУv, 40–60	2552.4	5083.8	–	425.5	481.6 353.2 453.4	–	0.9	–	Тиксотропия, реопексия
	BCAv, 60–80	971.6	3928.8	–	162.0	230.4 148.4 477.4	–	0.7	–	Реопексия
Чернозем слитой под залежью	Auv, 20–40	1213.3	1165.8	–	202.3	628.4 398.5 128.3	–	0.3	–	Тиксотропия
	BCAv1, 40–60	1160.9	9174.3	–	193.5	521.5 2701.4	–	0.4	–	Реопексия
	BCAv2, 60–80	1229.7	5465.7	–	205	409.9 2500.0	–	0.5	–	Реопексия
Желтозем	AУ, BEL, 0–20	668.6	447.4	4.1	111.5	84.0	164.3	1.3	1.5	Реопексия, тиксотропия
	BM, 20–40	176.1	456.5	3.6	29.4	19.5	147.0	1.5	5.0	Реопексия
	BM, 40–60	199.9	566.3	14.3	33.3	22.2 28.0	294.8	1.5	8.9	Реопексия

Таблица 3. Окончание

Почва	Горизонт, глубина, см	Вязкость, Па*с			Прочность, Па			$P_{к1}/P_{к2}$	$P_m/P_{к1}$	Наблюдаемое реологическое поведение
		$\eta_{P_{к1}}$	$\eta_{кон}$	$\eta_{min}$	$P_{к1}$	$P_{к2}$	$P_m$			
Желтозем	ВМ, 60–80	372.0	707.6	15.4	62	42.0 36.0 42.0	208	1.5	3.4	Тиксотропия, реопексия
	СЛМ, 80–100	221.7	136.6	7.2	37.0	24.0 20.0 25.0	97.9	1.5	2.6	Тиксотропия, реопексия

Примечание.  $\eta_{P_{к1}}$  – вязкость начала течения, наибольшая структурная вязкость ( $\gamma = 0.1667 \text{ с}^{-1}$ );  $\eta_{кон}$  – конечная эффективная вязкость образца, которая соответствует наименьшей скорости деформации ( $\gamma = 0.1667 \text{ с}^{-1}$ ) по обратной реологической кривой;  $\eta_{min}$  – минимальная структурная вязкость;  $P_{к1}$  – напряжение сдвига, соответствующее началу течения образца ( $\gamma = 0.1667 \text{ с}^{-1}$ );  $P_{к2}$  – динамический предел текучести, соответствует началу разрушения;  $P_m$  – напряжение сдвига, соответствующее полному разрушению структуры;  $P_{к1}/P_{к2}$  – характеристика прочности образуемых связей;  $P_m/P_{к1}$  – характеристика диапазона напряжений, при котором разрушается структура.

висимым от деформирующей силы, что отвечает поведению твердого тела [1]. Диапазон напряжений, при котором разрушается структура  $P_m/P_{к1}$ , среди исследованных почв наибольший в желтоземе. В горизонте ВМ (40–60 см) он достигает 8.9, что определенно указывает на неньютоновское поведение смеси, когда с увеличением напряжений сдвига в пастообразной суспензии с течением времени увеличивается ее вязкость. Этим также можно объяснить медленное структурообразование этих слоев при наличии небольших напряжений сдвига.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере естественных почв разного генезиса и почв, вовлеченных в сельскохозяйственное использование, исследованы их морфологические и микроструктурные характеристики и свойства.

Выяснено, что типы почвенной структуры и формы макроагрегатов исследованных почв обусловлены, прежде всего, особенностями процессов почвообразования. Тип землепользования влияет на размер структурных фракций: в пахотных вариантах дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного содержание глыбистой фракции практически по всему профилю оказалось больше, чем в аналогах с естественной растительностью. В слитых черноземах содержание глыбистой фракции во всех горизонтах еще больше и составляет более 50% независимо от типа землепользования.

Впервые проведены исследования микроструктуры поверхности агрегатов и их срезов (сколов) методом СЭМ, позволившие описать пространственную организацию почвенных агрегатов. Агрегаты исследованных горизонтов почв разного генезиса отличаются друг от друга микроструктурностью уже при малых увеличениях ( $\times 500$ ). Особенно отчетливо выделяются горизонты ЕЛ

дерново-подзолистой почвы отмытыми минеральными частицами, а ее нижние горизонты – наличием крупных пор и полостей при малых увеличениях и плотной склеенностью микроагрегатов при большем увеличении.

Тип землепользования оказывает наибольшее влияние на специфику микростроения почвенных агрегатов пахотных почв, в которых наблюдается более плотная упаковка и меньшая пористость по сравнению с естественными для дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного. В слитом черноземе пахота увеличивает микроструктурность верхнего горизонта, обнаруживаемую только при больших увеличениях. Исследование реологического поведения почв показало, что в гумусовых горизонтах естественных почв в значительной степени выражены коагуляционные структуры. В верхних горизонтах пахотных почв преобладают конденсационно-кристаллизационные типы структурных связей, что может указывать на продолжающиеся процессы структурообразования. Исключение составляют чернозема слитые, в верхних горизонтах которых хорошо развита коагуляционная структура и преобладает тиксотропия, а в нижних – реопексия.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследование микроструктуры почв проведено в центре коллективного пользования “Электронная микроскопия в науках о жизни” МГУ им. М.В. Ломоносова (УНУ “Трехмерная электронная микроскопия и спектроскопия”).

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа осуществлена при финансовой поддержке грантов РФФИ: отбор образцов и исследование базовых свойств почв проведены по гранту 19-04-01298 А,

изучение микроструктуры и реологических свойств почв – по гранту 19-29-05252 мк. Подготовка аналитического обзора научной литературы выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема “Физические основы экологических функций почв: технологии мониторинга, прогноза и управления”).

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрукова Л.П.* Кинетика процессов тиксотропного структурообразования в почвенных суспензиях // Почвоведение. 1970. № 3. С. 50–57.
2. *Абрукова Л.П.* Реопексия при реологических исследованиях почв // Почвоведение. 1976. № 5. С. 121–126.
3. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
4. *Воронин А.Д.* Основы физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 244 с.
5. *Воронин А.Д.* Структурно-функциональная гидрофизика почв. Изд-во Моск. ун-та, 1984. 204 с.
6. *Девтерова Н.И.* Риски снижения урожайности сельскохозяйственных культур по агрохимическим показателям на основных типах почв территории Адыгеи // Новые технологии. ФГБНУ Адыгейский НИИСХ. 2015. № 1. С. 12–128.
7. *Зайдельман Ф.Р.* Гидрологический режим почв нечерноземной зоны. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 329 с.
8. *Захаров С.А.* Курс почвоведения. М.–Л., 1927. 444 с.
9. *Карпачевский Л.О.* Экологическое почвоведение. М.: ГЕОС, 2005. 336 с.
10. *Качинский Н.А.* Структура почвы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. 100 с.
11. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
12. *Кузнецова И.В.* Изменения физического состояния черноземов типичных и выщелоченных Курской области за 40 лет // Почвоведение. 2013. № 4. С. 434–441. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13040084>
13. *Мак-Виккар М.Х., Мак-Виккар Дж.С.* Практическое руководство по улучшению пастбищ. М.: Колос, 1965. 239 с.
14. *Малкин А.Я., Исаев А.И.* Реология: концепции, методы, приложения. СПб.: Профессия, 2007. С. 557.
15. *Мамсиров Н.И.* Оптимизация системы обработки почв как фактор повышения их плодородия и продуктивности пропашных культур в условиях южно-предгорной зоны Западного Предкавказья. Дис. ... д. с.-х. н. Владикавказ, 2016. 357 с.
16. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. М.: Академический проект, 2004. 432 с.
17. *Скворцова Е.Б., Санжарова С.И.* Микроморфометрические особенности порового пространства в пахотных горизонтах суглинистых почв // Почвоведение. 2007. № 4. С. 487–497.
18. *Скворцова Е.Б., Шейн Е.В., Романенко К.А., Абросимов К.Н.* Формирование пузырьковых пор в агрегатах из элювиального горизонта дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. 2020. № 7. С. 840–849. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2007014X>
19. Теории и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шейна, Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
20. *Филиппова О.И., Холодов В.А., Сафронова Н.А., Юдина А.В., Куликова Н.А.* Микроагрегатный, гранулометрический и агрегатный состав гумусовых горизонтов зонального ряда почв европейской России // Почвоведение. 2019. № 3. С. 335–347. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19030031>
21. *Хайданова Д.Д., Честнова В.В., Шейн Е.В., Милановский Е.Ю.* Реологические свойства черноземов типичных (Курская область) при различном земледельческом использовании // Почвоведение. 2016. № 8. С. 955–963. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16080049>
22. *Хан К.Ю., Поздняков А.И., Сон Б.К.* Строение и устойчивость почвенных агрегатов. // Почвоведение. 2007. № 4. С. 450–456.
23. *Холодов В.А.* Механизмы восстановления структуры и органического вещества гумусовых горизонтов почв на разных уровнях иерархической организации. Дис. ... д. с.-х. н. М., 2021. 241 с.
24. *Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Фарходов Ю.Р. и др.* Изменение соотношения фракций агрегатов в гумусовых горизонтах черноземов в различных условиях земледельческого использования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 184–193. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19020060>
25. *Цыбулька Н.Н., Тишук Л.А., Юхновец А.В.* Влияние основной обработки на агрофизические свойства эродированных сельскохозяйственных культур // Почвоведение. 2002. № 12. С. 1488–1494.
26. *Шишов Л.Л.* Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
27. *Шоба С.А., Герасимова М.И.* Структурно-организационный анализ и типы микростроения (микроморфотипы) в почвенно-генетических исследованиях // Почвоведение. 1990. № 9. С. 97–108.
28. *Alaoui A., Lipiec J., Gerke H.H.* A review of the changes in the soil pore system due to soil deformation: A hydrodynamic perspective // Soil Tillage Res. 2011. V. 115–116. P. 1–15.
29. *Ambert-Sanchez M., Mickelson S.K., Ahmed S.I., Gray J.N., Webber D.F.* Evaluating soil tillage practices using X-ray computed tomography and conventional laboratory methods Trans // ASABE. 2016. V. 59. P. 455–463. <https://doi.org/10.13031/trans.59.11308>
30. *Baver L.D.* A classification of soil structure and its relation to the main soil groups // Soil Sci. Soc. Am. J. 1934. P. 107–109. <https://doi.org/10.2136/sssaj1934.036159950B1520010032x>
31. *Bronnikova M.A., Sedov S.N., Targulian V.O.* Clay, iron-clay, and humus-clay coatings in the eluvial part of soddy-podzolic soils profile // Eurasian Soil Science. 2000. V. 33(6). P. 577–584.
32. *Gerke H.H., Kohne J.M.* Estimating hydraulic properties of soil Aggregate skins from sorptivity and water retention // Soil Sci. Soc. Am. J. 2002. V. 66. P. 26–36.
33. *Horn R., Smucker A.* Structure formation and its consequences for gas and water transport in unsaturated arable and forest soils // Soil Tillage Res. 2005. V. 82(1). P. 5–14. <https://doi.org/10.1016/j.still.2005.01.002>

34. *Johannes A., Weisskopf P., Schulin R., Boivin P.* To what extent do physical measurements match with visual evaluation of soil structure? // *Soil Tillage Res.* 2017. V. 173. P. 24–32. <https://doi.org/10.1016/j.still.2016.06.001>
35. *Kemper W.D., Rosenau R.C.* Aggregate stability and size distribution. methods of soil analysis. Part 1. Agronomy Monograph 9, 2nd edition. ASA, Madison, WI, 1986. P. 425–442.
36. *Kubiens W.L.* Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössböden // *E&G—Quaternary Science J.* 1956.
37. *Lal R., Shukla M.K.* Principles of soil physics. Marcel Dekker Inc., NY, USA. 2004. P. 682. <https://doi.org/10.4324/9780203021231>
38. *Le Bissonnais Y.* Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: Theory and methodology // *European J. Soil Science.* 2016. V. 67. P. 1–21. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01843.x>
39. *Lucas M., Shulter S., Vogel H.-J., Vetterlein D.* Soil structure formation along an agricultural chronosequence // *Geoderma.* 2019. V. 350. P. 61–72. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.04.041>
40. *Markgraf W., Horn R.* Rheological investigations in soil micro mechanics: Measuring stiffness degradation and structural stability on a particle scale // *Progress in Management Engineering.* Nova Science Publishers, Hauppauge, N.Y., USA, 2009. P. 237–279.
41. *San José Martínez F., Muñoz Ortega F.J., Caniego Monreal F.J., Kravchenko A.N., Wang W.* Soil aggregate geometry: Measurements and morphology // *Geoderma.* 2015. V. 237–238. P. 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.08.003>
42. Soil Science Division Staff. Soil survey manual / Ed. C.E. Kellogg. USDA Handbook 18. Government Printing Office, Washington, D.C., 1937.
43. *Suslenkova M.M., Umarova A.B., Butylkina M.A.* Microstructure of soils of different genesis and its transformation in constructozems of Moscow // *Eurasian Soil Science.* 2018. V. 51. P. 1220–1228. <https://doi.org/10.1134/S1064229318100125>
44. *Tobiasova E., Baranchikova G., Gomoryova E., Debska B., Banach-Szott M.* Humus substances and soil aggregates in the soils with different texture // *Soil and Water Research.* 2017. P. 1–7. <https://doi.org/10.17221/31/2017-SWR>
45. *Wang X.Y., Zhao Y., Horn R.* Soil Wettability as Affected by Soil Characteristics and Land Use // *Pedosphere.* 2010. V. 20(1). P. 43–54. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-101-76-123>
46. *Wei Gao, Shao Xie, Pan.* Soil Aggregate and its Response to Land Management Practices // *China particuology.* 2006. V. 4(5). P. 211–219.
47. *Woche S.K., Goebel M.O., Kirkham M.B., Horton R., Ploeg R.R. Van Der, Bachmann J.* Contact angle of soils as affected by depth, texture, and land management // *Eur. J. Soil Sci.* 2005. V. 56(2). P. 239–251.
48. *Umarova A.B., Suslenkova M. M., Butylkina M. A. et al.* Hydrosorption and microstructural characteristics of soil horizons of different genesis and their change in constructozems // *Eurasian Soil Science.* 2019. V. 52(11). P. 1369–1377. <https://doi.org/10.1134/S1064229319110127>

## Aggregate Structure of Native and Arable Soils of Different Genesis: Morphological and Rheological Characteristics

A. B. Umarova<sup>1,\*</sup>, M. A. Butylkina<sup>1</sup>, M. M. Suslenkova<sup>1</sup>, M. S. Aleksandrova<sup>2</sup>,  
Z. S. Ejelev<sup>1</sup>, M. V. Khmeleva<sup>1</sup>, A. K. Shkhapatsev<sup>3</sup>, and A. I. Gasina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

<sup>2</sup>Academician Yu.A. Israel Institute of Global Climate and Ecology, Moscow, 107258 Russia

<sup>3</sup>Maykop State Technological University, Maykop, 385000 Russia

\*e-mail: a.umarova@gmail.com

Aggregates and capillary-saturated pastes of loamy soddy-podzolic soils (Albic Glossic Retisols (Lomic, Cutanic)), typical and vertic chernozems (WRB – Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)) and Vertisols), yellow soils (WRB – Nitisols) in their native state and agricultural use were studied by scanning electron microscopy (SEM) and on a Reotest-2 rotary viscometer with a coaxial cylindrical system. Aggregates of arable horizons in soddy-podzolic soil and typical chernozem have less pronounced porosity and a denser packing of their microaggregates in comparison with native soils. For vertic chernozems, an opposite pattern is observed – a fine aggregation of the arable layer is recorded at high magnifications, while in the agro-humus horizon, the section of the aggregate is dominated by a compact packing of its components. The rheological behavior of the soils revealed the predominance of condensation-crystallization structural bonds in the arable layers, which are replaced with depth by coagulation structures, with the exception of chernozems, which are very compact in the upper horizons where coagulation structure is well developed and thixotropy is manifested. The limit of plastic-viscous destruction of the structure is higher in soils that are not involved in agricultural use, and the “Shvedov limit” corresponding to the onset of deformation processes, on the contrary, is lower. All studied soil samples had several ultimate strengths, which indicates the hierarchical organization of the structure of soil aggregates.

**Keywords:** European part of the Russian Federation, sod-podzolic soils, chernozems, Albic Glossic Retisols (Loamic, Cutanic), Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic), Vertisols, Nitisols, structural organization, hierarchical microstructure, rheology, condensation and crystallization relations, SEM

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

УДК 631.4

### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ ФИЗИЧЕСКОГО КАЧЕСТВА ПОЧВ

© 2021 г. А. В. Смагин<sup>a, b, c, \*</sup>

<sup>a</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Институт лесоведения РАН, ул. Советская, 21, Московская обл., Успенское, 143030 Россия

<sup>c</sup>Российский университет дружбы народов, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

\*e-mail: smagin@list.ru

Поступила в редакцию 08.02.2021 г.

После доработки 19.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Физическое качество почвы во многом определяется ее межфазными взаимодействиями при переменном содержании воды. Это обстоятельство позволяет считать кривые водоудерживания почв в виде функций содержания воды и ее термодинамических потенциалов индикаторами физического качества почвы и его динамики. Диаграммы физического качества почв в виде кривых водоудерживания с областями доминирования определенных физических механизмов и сил, отвечающих за взаимодействие физических фаз, получены для горизонтов, сгруппированных по пяти текстурным классам FAO/USDA, на основе базы данных (более 400 образцов) основных типов евразийских почв. Оригинальные инструментальные методы, использующие для удаления воды центробежное, гравитационное и температурное физические поля впервые дали возможность получать термодинамические характеристики водоудерживания во всем диапазоне возможного варьирования потенциала почвенной влаги от 0 до 1 млн Дж/кг. Основным фундаментальным результатом является физически обоснованная методология диагностики предельных (критических) значений содержания почвенной влаги и ее термодинамических потенциалов, разделяющих на диаграммах физического качества почв области доминирования различных форм почвенной влаги, физических сил и механизмов межфазных взаимодействий. Показано значение не капиллярных, поверхностных сил и механизмов, контролирующих водоудерживание и физическое качество почв. Практический интерес представляют результаты определения оптимальных диапазонов содержания влаги для различных по дисперсности и генезису почв Евразии в связи с их почвенно-экологическими и технологическими функциями и сервисами.

*Ключевые слова:* почвенная влага, термодинамический потенциал, капиллярность, расклинивающее давление, удельная поверхность, устойчивость водных пленок, критические параметры водоудерживания, оптимальное содержание влаги в почве

DOI: 10.31857/S0032180X21090094

#### ВВЕДЕНИЕ

Совокупность физических свойств и процессов, прямо или косвенно влияющих на экологические функции, сервисы и технологические операции в почвах природных и антропогенных ландшафтов можно определить как физическое качество почв (ФКП). Наиболее распространенный путь оценки ФКП заключается в изучении отдельных свойств почвы в диапазоне их возможных изменений с последующим группированием в индексы качества с референтной базой экологических нормативов [19, 20, 22, 23, 26]. Альтернативу составляет термодинамический подход к количественному изучению ФКП [3, 11, 16–18, 21, 34]. Поскольку определяющие ФКП свойства и процессы тесно зависят от взаимодействия между

физическими фазами почвы (твердой, жидкой и газовой), а также от изменения их соотношения при переменном содержании воды, термодинамика межфазных взаимодействий позволяет объективно оценивать ФКП, оперируя равновесными характеристиками межфазных взаимодействий, такими как, например, основная гидрофизическая характеристика почвы (ОГХ). В нашей стране наибольшую известность получил термодинамический подход Воронина [3, 42], развиваемый в дальнейшем университетской термодинамической школой МГУ [4, 8, 9, 11, 31, 34, 39]. Его основная идея заключается в объединении термодинамики почвенной влаги с классической концепцией почвенно-гидрологических (почвенно-энергетических) констант – полной, капиллярной (КВ),

наименьшей (**НВ**), максимальной молекулярной (**ММВ**), максимальной адсорбционной (**МАВ**) влагоемкостей и их аналогов. Эти критические (предельно равновесные по [42]) показатели маркируют на ОГХ границы областей доминирования тех или иных категорий почвенной влаги (гравитационной, капиллярной, пленочной, адсорбированной прочносвязанной), физических сил и механизмов формирования водоудерживания, мобильности влаги и ее доступности для растений, динамики порового пространства, реологического, структурного состояния, и ФКП в целом. Индивидуальные для каждой почвы ОГХ, разделенные эмпирическим способом секущих Воронина [3, 42] на такие области, выступают в роли диаграмм ФКП, позволяющих оценивать динамику физических свойств и характеристик почвы при изменениях содержания в ней влаги. За рубежом известны работы [16–18], использующие для оценки физического качества почвы ОГХ и модель водоудерживания в форме функции ван-Генухтена [41], наклон которой в сингулярной точке перегиба ОГХ в полулогарифмическом масштабе (индекс Декстера) связан эмпирическими уравнениями с наиболее важными для ФКП свойствами и характеристиками почвы.

Несмотря на постоянно растущую востребованность в сравнительных научных исследованиях физических свойств и процессов, в технологических расчетах механической обработки почв, мелиоративных проектов орошения и дренажа, продуктивности агроландшафтов, почвенно-ландшафтного конструирования и рекультивации земель, термодинамическая концепция ФКП остается незавершенной и имеет ряд методологических проблем. Это прежде всего недостаточное физическое обоснование диагностики на ОГХ критических состояний, с которыми в концепции связываются, контролируемые ФКП, смены физических сил и механизмов. Предложенный с этой целью метод секущих [3, 42], остается эмпирическим, не учитывает зависимость межфазных равновесий от мобильных факторов, например, состава и концентрации жидкой фазы почвы, не обоснован экспериментально для грубодисперсных и органогенных почв [31, 34]. Плохо исследованы из-за методических проблем и недостатка экспериментальных данных области ОГХ со средним и низким содержанием воды, где водоудерживающая способность и ФКП во многом контролируются поверхностными силами и механизмами [25, 32, 39, 40]. Автоматическое распространение на эти области капиллярной модели не позволяет объективно и физически-обоснованно описывать водоудерживающую способность и контролируемые ФКП межфазные взаимодействия без учета капиллярных явлений второго рода (расклинивающего давления тонких слоев жидкой фазы по Дерягину) [5, 15]. Нет четкого физического обос-

нования индекса ФКП Декстера [16], как наклона в сингулярной точке  $rF$ -кривой (ОГХ в полулогарифмическом масштабе). Очевидно, что реальная сингулярная точка ОГХ и ее аналог в полулогарифмическом масштабе не должны совпадать по значениям. Отсутствуют или неоправданно трудоемки физически-обоснованные методы определения технологически- и экологически-важного параметра ММВ или его аналога – влажности разрыва капиллярной связи (**ВРК**), при котором происходит смена капиллярных (объемных) сил и механизмов водоудерживания и формирования ФКП на поверхностные, связанные со свободной поверхностной энергией полидисперсных пористых систем. Отсутствуют физически-обоснованные градации ФКП в зависимости от содержания почвенной влаги в связи с основными экологическими функциями почвы (продукционной, биоструктурной, геостабилизационной, гидрологической, газовой) и мониторинговыми, удобными для практического использования и вместе с тем универсальными для всех почв показателями [9, 23].

Эти и некоторые сопутствующие методологические проблемы определили цель данного исследования как дальнейшую разработку термодинамической концепции ФКП на базе современных представлений о капиллярных и поверхностных механизмах межфазных взаимодействий в полидисперсных физических системах на примере разных по генетическим типам и дисперсности евразийских почв. Основные задачи исследования включали: получение ОГХ и сопутствующих термодинамических характеристик межфазных взаимодействий евразийских почв на единой методической основе во всем диапазоне варьирования содержания почвенной влаги; альтернативную существующим эмпирическим методам физически-обоснованную диагностику критических (или предельно-равновесных по [42]) состояний для смен физических сил и механизмов формирования ФКП по среднестатистическим ОГХ; скейлинг критических точек и получение градаций безразмерного индекса относительного содержания влаги как базового показателя ФКП в связи с основными почвенно-экологическими функциями и механической обработкой почвы.

Теоретический анализ физических сил и механизмов межфазных взаимодействий и использование новых физически-обоснованных моделей для диагностики областей их проявления на ОГХ-диаграммах ФКП определили фундаментальную новизну исследования. Использование комбинации тихоходного (100–500 об./мин), высокоскоростного (до 12–13 тыс. об./мин) центрифугирования и температурной десорбции воды впервые позволило оценить термодинамику водоудерживания во всем диапазоне возможного варьирования потенциала воды в почвах от 0 до 1 МДж/кг. Основной практический интерес представляют

выявленные с помощью анализа ОГХ диапазоны оптимального для почвенно-экологических функций и технологических операций содержания влаги в относительных единицах влажности, нормированной полной влагоемкостью ( $W/W_s$ ) для пяти групп основных текстурных классов FAO/USDA почв Евразии.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В работе анализировалась представительная (>400 образцов) база данных (БД) термодинамических характеристик полного, матричного (капиллярно-сорбционного), осмотического потенциалов почвенной влаги, базального дыхания как функций от содержания влаги, а также сопутствующих показателей, плотности почвы и ее твердой фазы, гранулометрического состава, удельной поверхности, высоты капиллярного подъема для евразийских почв, впервые опубликованная в [31] и дополненная последующими материалами [8, 9, 33, 31–34, 36, 37, 39]. БД включала основные типы евразийских почв: ареносоли и бурые полупустынные (Arenosols, Xerosols), подзолистые, глееподзолистые, дерново-подзолистые, аллювиальные, серые и бурые лесные почвы (Podzols, Gleyic Podzoluvisols, Podzoluvisols, Fluvisols, Phaeozems, Cambisols,) каштановые, черноземные почвы, солонцы, солончаки, солоды (Kastanozems, Chernozems, Solonetz, Solonchaks, Solodic Planosols), красноземы, желтоземы, вертисоли (Luvisols, Vertisols), глинистые минералы, органогенные почвы (Histosols), сильнонабухающие полимерные гидрогели в 0.1–0.3% композициях с минеральными почвами разного гранулометрического состава и генезиса.

ОГХ в диапазоне потенциалов (давлений) 0–3030(3700) Дж/кг (кПа) были получены методом центрифугирования в нашей модификации [34], учитывающей действие гравитационного поля на низких (100–500 об./мин) скоростях, с использованием лабораторных центрифуг ЦЛН-16 и Hettich Universal 320, российского и германского производств. После заключительной стадии высокоскоростного (12–13 тыс. об./мин) центрифугирования образцы переносились в стеклянные бюксы, доводились до воздушно-сухого состояния и помещались для последующей поэтапной сушки в интервале от 30 до 105°C с шагом 10°C в сушильный шкаф KD 200 (КНР) с контролем равновесия на каждой стадии сушки по постоянству массы образца [35]. С помощью такой дифференциальной термодесорбции воды оценивались значения ее потенциала вплоть до 1 МДж/кг синхронно с оценкой равновесной влажности и удельной поверхности образцов, согласно [35]. Расчет потенциала воды в термодинамическом резервуаре лаборатории с постоянными в течение опыта величинами относительного давления паров воды ( $f$ ) и

температуры ( $T_r$ ) осуществлялся в зависимости от переменной температуры сушильного шкафа ( $T$ ) по термодинамическому уравнению [35]:

$$\Psi = Q - mT, \quad m = \frac{Q}{T_r} - R \frac{\ln(f)}{M}, \quad (1)$$

где  $Q = 2401 \pm 3$  кДж/кг – удельная теплота фазового перехода вода/пар в интервале температур 0–100°C;  $T$  – температура сушильного шкафа, К;  $M = 0.018$  кг/моль – молекулярная масса воды;  $R = 8.314$  Дж/(моль К) – универсальная газовая константа.

Для альтернативной оценки полного термодинамического потенциала воды использовали динамические сорбционные методы [10, 33] и метод криоскопии в модификации [10] с автоматической регистрацией логгером DS1923 (США). Аппроксимация взаимосвязей влажности с полным и матричным термодинамическими потенциалами осуществлялась моделями Кэмпбелла [14], ван-Генухтена [41], и расклинивающего давления в виде адаптированного для полидисперсных пористых систем почв и грунтов фундаментального уравнения Дерягина [15, 34, 39]. По алгебраической разности между абсолютными значениями полного и матричного потенциалов при данном содержании влаги определялось осмотическое давление (потенциал) почвенного раствора, согласно термодинамическому правилу аддитивности [3].

Гранулометрический состав определялся классическим методом седиментации [2, 21] и методом лазерной дифракции [24] с использованием анализатора размеров частиц Microtrac S-3000 (США). Капиллярный подъем воды в лабораторных экспериментах изучался методом почвенных колонн с оценкой кинетики процесса по модифицированному закону Дарси [21] и последующим расчетом предельной (равновесной) высоты капиллярного подъема по [9]. Определение микробиологической активности в зависимости от температуры и влажности производилось синхронно с оценкой водоудерживания на разных стадиях центрифугирования модифицированным методом инкубации [9, 36]. Модификация учитывала межфазные взаимодействия выделяющегося  $\text{CO}_2$  с твердой и жидкой фазами почвы, для чего образец после инкубации нагревался в течение 1–2 мин в микроволновой печи для термодесорбции и термодегазации  $\text{CO}_2$ , удерживаемого твердой и жидкой фазами.

Наряду с экспериментальными данными, в исследовании были проанализированы и обобщены монографические материалы [1–4, 7, 11–13] по гидрофизике и технологическим свойствам основных типов почв Евразии в связи с проблемой количественной оценки их ФКП. Для компьютерной статистической и математической обра-

ботки материалов, аппроксимации экспериментальных данных нелинейными моделями [14, 15, 41] использовалась программа S-Plot 11 по руководству [1].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Теоретические предпосылки и модели.** В связи с изложенной во введении основной идеей термодинамической концепции ФКП на ОГХ-диаграммах необходимо выделить области доминирования тех или иных физических сил и механизмов межфазных взаимодействий, от которых зависят водоудерживание и ФКП в целом. Предполагается, что смена сил и механизмов осуществляется по мере изменения содержания почвенной влаги ( $W$ ) в окрестности критических точек (НВ, ММВ (ВРК), МАВ), положение которых на кривых ОГХ позволяют определить эмпирические методы “секущих” [27, 28, 42], связывающие критические значения влажности и давления влаги в почве.

Для начала определим границы всего диапазона варьирования содержания и термодинамического потенциала воды в почве. Верхняя граница диапазона задается величиной полной влагоемкости или влажности насыщения почвы ( $W_s$ ). В общем случае это условная величина, поскольку для верхнего слоя тонкодисперсных, свободно набухающих почв нет какого-то четкого предела по объему, и добавление воды просто переводит постепенно связную пористую почву (грунт) в текучую пасту, а потом – суспензию, что нередко бывает в природе и вызывает водную эрозию и геокатастрофические явления [4, 8]. Однако для жестких (грубодисперсных) почв и любых почв, находящихся под собственным литологическим давлением, величина  $W_s$  может быть фиксированной, и тогда ее определяет известное уравнение  $W_s = \rho_b^{-1} - \rho_s^{-1}$  по данным о плотностях сложения ( $\rho_b$ ) и твердой фазы ( $\rho_s$ ) почвы [11]. Потенциал (давление) почвенной влаги на ОГХ при этом принимается равным нулю, хотя это справедливо лишь по отношению к его каркасной (матричной) составляющей.

Нижняя граница задается состоянием условно “нулевой” влажности, достигаемым стандартной для почв и грунтов сушкой при 105°C. Проблема неполного удаления воды при такой температуре для почвенных коллоидов обсуждается в [35], и здесь мы не будем на ней останавливаться. Отметим другое, что в условном состоянии  $W = 0$ , потенциал воды не является неопределенной величиной, как это предполагается в подавляющем большинстве моделей изотерм сорбции воды [33] и ОГХ, включая “стандартную” модель ван-Генухтена [41]. Его легко определить по фундаментальному уравнению (1) при  $T = 378$  К (105°C). Для относительной влажности воздуха ( $f = 0.2-0.3$ ) и темпера-

туры окружающего термодинамического резервуара лаборатории ( $T_r = 291-293$  К) эта величина по модулю достигает 0.89–1.0 МДж/кг. Работа [25] приводит близкую эмпирическую оценку в форме критерия Грюнвельта-Гранта (около 0.8 МДж/кг). Значит, область абсолютных значений потенциала воды порядка 1 МДж/кг есть область сходимости всех кривых ОГХ при условно нулевой влажности почвы. Данный методологический результат представляет интерес для моделирования ОГХ во всем диапазоне содержания влаги и для оценки по ОГХ такого важного показателя ФКП как дисперсность (удельная поверхность ( $S_0$ )) почвы. С этой целью используется фундаментальная модель расклинивающего давления по Дерягину для аппроксимации линейного в полулогарифмических координатах участка кривых ОГХ, берущего начало из области их сходимости [34, 39]. Работы [31–33] предлагают несколько теоретических формул для оценки  $S_0$  по наклону прямолинейного участка ОГХ, полученных из условий устойчивости симметричных пленок влаги, разделяющих плоскопараллельные тонкодисперсные частицы, среди которых наиболее тесную корреляцию со стандартной оценкой по теории БЭТ дает формула:

$$S_0 = \frac{1}{br_0\rho_l} \sqrt{2 \exp(-2)} \approx \frac{1}{2br_0\rho_l}, \quad (2)$$

где  $r_0 = 1.38 \times 10^{-10}$ , м и  $\rho_l$ , кг/м<sup>3</sup> – молекулярный кристаллохимический радиус и плотность воды,  $b$ , кг/кг – наклон ОГХ в модели расклинивающего давления  $|P| = a \exp(-bW)$ ,  $a$ ,  $b$  – физически обоснованные параметры [34, 39].

Определив полный диапазон варьирования содержания влаги и ее термодинамического потенциала в почве, перейдем к задаче физически обоснованной оценки на ОГХ границ между категориями почвенной влаги, основными силами и механизмами, контролирующими в зависимости от влажности ФКП. Поскольку ОГХ определяется преимущественно иссушением (гистерезис ОГХ пока не учитывается в термодинамической концепции ФКП), и этот процесс доминирует во времени в сравнении с краткосрочными осадками и поливами, резонно начать теоретический анализ от состояния насыщения почвы (полной влагоемкости). Вход воздуха в насыщенную (двухфазную) систему приводит к появлению капиллярных сил с отрицательной кривизной менисков при максимальном содержании удерживаемой почвой капиллярной влаги в состоянии КВ. Воронин [3, 42] ставит в соответствие такому состоянию предел текучести почвы по Аттербергу и выделяет его на ОГХ по единой для всех почв величине потенциала (давления) 14.7 Дж/кг (кПа), что на наш взгляд, маловероятно, так как под разряжением 14.7 кПа (гравитационным давлением в 1.5 м) в груботекстурных почвах будет удаляться практи-

чески вся капиллярная влага. Это также противоречит известным данным о варьировании давления входа воздуха ( $P_e$ ) в зависимости от текстуры почв, согласно [14]. Исходя из физического смысла состояния КВ, предлагается способ его диагностики по ОГХ с использованием стандартной модели ван-Генухтена непосредственно по модулю давлению входа воздуха:

$$P_e = 1/a; \text{ КВ} = (W_s - W_r) \times 2^{-m} + W_r, \quad (3)$$

либо по сингулярной точке ОГХ с координатами [9]:

$$P_{\text{КВ}} = P_e (m)^{(1-m)}; \quad (4)$$

$$\text{КВ} = (W_s - W_r)(m + 1)^{-m} + W_r,$$

где  $\alpha$ ,  $\text{кПа}^{-1}$ ,  $W_r$ ,  $m$ ,  $n$  – эмпирические параметры функции ван-Генухтена с условием Муалема:  $m = 1 - 1/n$  [41].

Следующее состояние по физическому смыслу характеризует предел развития собственно капиллярных сил, удерживающих воду в почве против сил гравитации, стремящихся ее удалить. По прошествии этого состояния с уменьшением влажности начинает проявляться совместное действие капиллярных и поверхностных сил, поэтому Воронин [3] называл его максимальной капиллярно-сорбционной влагоемкостью. В термодинамической концепции ФКП ему соответствует наименьшая (в англоязычной литературе – полевая) влагоемкость, которую можно определить по кривым ОГХ методом Ричардса-Уивера [28] с эмпирической секущей в виде постоянного модуля капиллярного давления  $P_{\text{НВ}} = 33.3 \text{ кПа}$  или способом Воронина по эмпирической секущей в форме зависимости  $\lg|P_{\text{НВ}}| = 1.17 + W$ . Из тех же соображений, что и в случае КВ, в груботекстурных почвах можно ожидать сильное занижение оценки НВ обоими способами. Физический смысл состояния НВ как равновесия капиллярных сил и гравитации в однородной почве позволяет предложить альтернативный способ оценки НВ по секущим в виде предельной высоты капиллярного подъема [9]. Это фиксированная для каждой почвы, конечная величина, варьирующая от нескольких сантиметров (дециметров) в груботекстурных почвах и до 3–4 (6) м в тонкодисперсных почвах и грунтах, включая лёссы [4, 7, 13]. В полидисперсных пористых системах почв и грунтов капиллярный подъем определяется факторами дисперсности (удельной поверхности скелетной части почвенных частиц,  $S_{sc}$ ), и свободной пористостью за вычетом прочносвязанной неподвижной влаги ( $W_a$ ), согласно фундаментальной формуле [9]:

$$H_c = \frac{\sigma_{1/g} S_{sc} \rho_b \cos(\Theta)}{\rho_l g [1 - \rho_b/\rho_s - \rho_b W_a/\rho_l]}, \quad (5)$$

где  $H_c$ , м – предельная высота капиллярного подъема,  $g$ ,  $\text{м/с}^2$  – ускорение силы тяжести,  $\Theta$  – краевой угол смачивания. Параметр  $S_{sc}$  легко определяется численным интегрированием гранулометрических распределений [9]. Эмпирическая связь между  $H_c$  и равновесной влажностью в верхней части капиллярной каймы, полученная для 243 образцов почв Евразии разных генетических типов генезиса и текстурных классов представлена на рис. 1 в форме эквивалентного капиллярного давления ( $P_c = H_c \rho g$  или  $P_c$ ,  $[\text{кПа}] \approx H_c$ ,  $[\text{дм}]$ ). Ее нелинейная аппроксимация позволила получить простое уравнение секущей для расчета НВ по ОГХ физически-обоснованным методом по высоте (критическому давлению) капиллярного подъема:

$$H_c, [\text{дм}] = P_c, [\text{кПа}] = 0.15W\%^{1.5}. \quad (6)$$

Одновременно выдвинута гипотеза о соответствии состояния НВ единственной в капиллярной области сингулярной точке рF-кривой. В работах [9, 18] независимыми путями получено уравнение для расчета из ОГХ дифференциальных распределений объемов пор ( $V$ ) по размерам ( $r$ ) с использованием стандартной функции ван-Генухтена, имеющее вид:

$$dV(r)/d \ln(r) = (n - 1)(W_s - W_r) \rho_b \times \{1 + (aP)^n\}^{-m-1} (aP)^n. \quad (7)$$

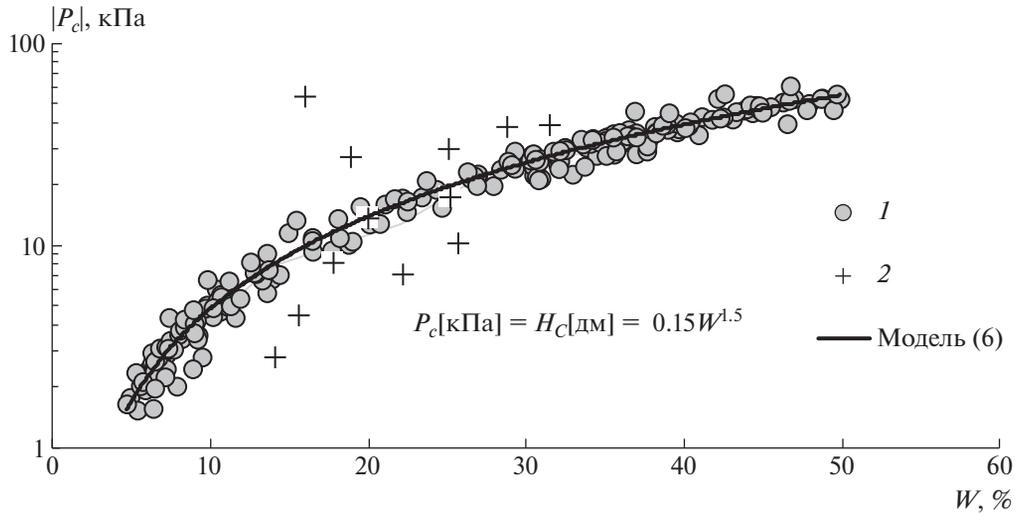
Максимум на таком распределении, указывающий на доминирующие в структуре пористого тела размеры пор, соответствует по определению дифференциальной влагоемкости сингулярной точке ОГХ в полулогарифмическом масштабе или точке перегиба рF-кривой с координатами [16]:

$$P_c = P_e (1/m)^{1/n}; \quad (8)$$

$$W_c = (W_s - W_r)(1 + 1/m)^{-m} + W_r.$$

Помещенные на рис. 1 точки  $P_c$  ( $W_c$ ) для 12-ти текстурных классов FAO/USDA от песков до глин из работы [18] не противоречат полученной зависимости, хотя и дают сильный разброс, что может быть объяснено косвенными методами оценки ОГХ через педотрансферные функции.

Следующей критической точкой ОГХ-диаграммы ФКП является состояние ММВ или его аналога – ВРК, символизирующее равновесие между капиллярными (объемными) и поверхностными силами [3, 34, 42]. При более низкой влажности в почве доминирует пленочная влага с механизмом расклинивающего давления по Дерягину, контролирующим водоудерживание, динамику дисперсности и ФКП в целом. Выдвинута гипотеза о соответствии ММВ (ВРК) и влажности оптимальной для механической обработки почвы (состояния физической спелости) [3, 42]. Диагностика этого состояния по Воронину с помощью



**Рис. 1.** Зависимость предельного капиллярного давления от влажности евразийских почв разного генезиса и дисперсности. Обозначения: 1 – экспериментальная оценка по высоте капиллярного подъема (243 образца); 2 – оценка по точке перегиба педотрансферных rF-кривых для 12-ти текстурных классов FAO/USDA из работы [28].

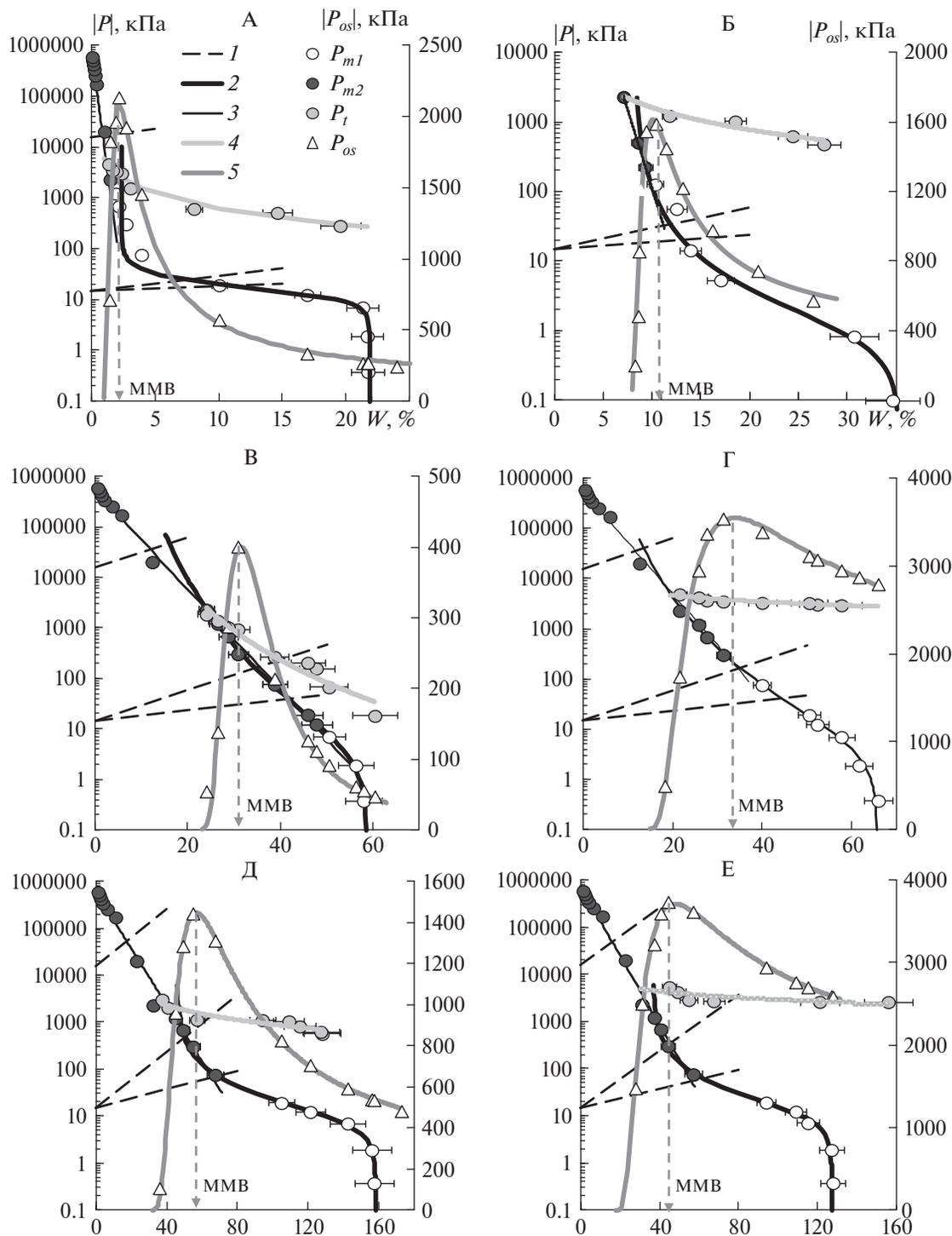
секущей  $\lg|P_{\text{ММВ}}| = 1.17 + 3W$  предполагает его зависимость только от твердой фазы с ростом модуля давления влаги по мере утяжеления гранулометрического состава [3]. К тому же его лабораторная оценка по кинетическим кривым сушки [42], априори неравновесного процесса, не представляется обоснованной с позиций равновесной термодинамики. Работы [5, 15, 31, 32, 34] указывают на зависимость энергетики межфазных взаимодействий от мобильных факторов концентрации и состава жидкой фазы, контролирующих ионно-электростатический барьер двойного электрического слоя (ДЭС), устойчивость водных пленок и динамику дисперсности при агрегации тонких частиц. Поэтому для диагностики состояния ММВ (ВРК) предлагается использовать зависимость осмотической составляющей термодинамического потенциала (давления) жидкой фазы почвы от равновесной влажности, имеющую четко выраженный экстремум (максимум) в области ММВ. Уменьшение осмотического давления при более высоких и более низких чем ММВ влажностях объясняется разбавлением почвенного раствора и связыванием молекул воды поверхностными силами вплоть до эффекта “нерастворяющего объема” прочносвязанной адсорбированной влаги (МАВ) с условно нулевым осмотическим давлением [7]. Эти представления заложены в физико-статистическую модель [37] для диагностики ММВ (ВРК) в термодинамической концепции ФКП:

$$F = \frac{P_{os}(W)}{P_{os}^{\max}} = \exp \left[ - \left( \frac{\ln \left( \frac{W+k}{\text{ММВ}+k} \right)}{k \ln \left( \frac{W}{\text{МАВ}} \right)} \right)^2 \right]. \quad (9)$$

Здесь  $F$  – моделируемая безразмерная функция осмотического потенциала (давления) почвенного раствора  $P_{os}(W)$ , нормированная своим максимальным значением в точке экстремума ( $W = \text{ММВ}$ ), и представленная в форме плотности вероятности концентрации осмотически-активных веществ почвы с переменной влажностью ( $W$ ),  $k$  – эмпирический параметр, отвечающий за ширину пика распределения  $F(W)$ .

На рис. 2 приведены примеры такой оценки для четырех евразийских почв разного гранулометрического состава и генезиса с природным составом жидкой фазы и ее искусственным засолением. С этой целью помимо ОГХ надо получить зависимость полного термодинамического потенциала (давления) от влажности. Разность полного потенциала ( $P_t$ ) и матричного ( $P_m$ ) или различия данных  $P_t$  и  $P_m$ , аппроксимированных моделями Кемпбелла [14], ван-Генухтена [41] в капиллярной области ( $P_{m1}$ ) и моделью раскливающего давления по Дерягину [31, 39] в области пленочной и адсорбированной влаги ( $P_{m2}$ ) дают, согласно правилу аддитивности, осмотическую составляющую водного потенциала:  $P_{os} = P_t - P_m$ . Ее аппроксимация моделью (9) позволяет получить искомую величину ММВ (МАВ).

Синхронно в этом анализе на ОГХ-диаграммах ФКП определяется заключительное критическое состояние – МАВ, с которым связан переход от пленочной рыхлосвязанной (толстые неустойчивые  $\beta$ -пленки) к прочносвязанной пленочной и адсорбированной влаге (устойчивые тонкие (ньютоновские)  $\alpha$ -пленки и адсорбированная вода) [5, 15]. Метод Воронина [3, 42] оперирует для диагностики этого состояния эмпирической се-



**Рис. 2.** Сопоставление полного  $P_t$ , матричного  $P_m$ , и осмотического  $P_{os}$  давлений (потенциалов) почвенной влаги в евразийских почвах: А – песчаная ареносоль (Дубай); Б – супесчаная полупустынная (Астраханская обл.); В, Г – тяжелосуглинистый чернозем (Липецкая обл.); Д, Е – торфяная низинная почва (Московская обл.); жидкая фаза: В, Д – дистиллят, Г, Е – 0.5 М NaCl; 1 – секуншие Воронина [42], 2 – модель ван-Генухтена [41], 3 – модель расклинивающего давления [31], 4 – модель Кэмпбелла [14], 5 – модель (9);  $P_{m1}$  – капиллярные силы,  $P_{m2}$  – поверхностные силы,  $P_{os} = P_t - P_m$ .

**Таблица 1.** Оценка параметров моделей водоудерживания и дисперсности для пяти групп основных текстурных классов евразийских почв

Параметр моделей	I. Пески; пылеватые пески	II. Супеси; легкие суглинки	III. Средние суглинки; пылеватые легкие суглинки; опесчаненные средние суглинки	IV. Пылеватые средние суглинки; тяжелые суглинки	V. Глины; пылеватые глины; глинистые и пылевато-глинистые тяжелые суглинки
Модель ван-Генухтена [41]: $ P  = \alpha^{-1} \{ \{ (W - W_r) / (W_s - W_r) \}^{1/m} - 1 \}^{1/n}$ , $m = 1 - 1/n$					
$W_s$ , %	22.3 ± 0.5	32.4 ± 0.7	44.1 ± 0.7	60.9 ± 0.8	60.3 ± 0.9
$W_r$ , %	1.0 ± 0.6 ( $p = 0.03$ )	1.3 ± 0.5 ( $p = 0.014$ )	1.6 ± 0.7 ( $p = 0.048$ )	0.0 ± 1.7 ( $p = 1$ )	0.0 ± 3.7 ( $p = 1$ )
$\alpha$ , кПа <sup>-1</sup>	1.33 ± 0.21	1.81 ± 0.44	0.71 ± 0.14	0.29 ± 0.06	0.06 ± 0.02 ( $p = 0.004$ )
$n$	1.85 ± 0.10	1.33 ± 0.03	1.28 ± 0.02	1.20 ± 0.02	1.20 ± 0.04
Модель расклинивающего давления [31, 34, 39]: $ P  = a \exp(-bW)$					
$a$ , Дж/кг (кПа)	$9.3 \times 10^5 \pm 1.1 \times 10^5$	$1.1 \times 10^6 \pm 8.8 \times 10^4$	$1.3 \times 10^6 \pm 2.0 \times 10^5$	$1.6 \times 10^6 \pm 1.4 \times 10^5$	$1.0 \times 10^6 \pm 2.0 \times 10^5$
$b$ , % <sup>-1</sup>	4.73 ± 0.09	1.39 ± 0.02	0.71 ± 0.01	0.34 ± 0.03	0.22 ± 0.04
$S_0$ , м <sup>2</sup> /г	7.7 ± 1.4	26.2 ± 3.1	50.9 ± 9.6	107.4 ± 10.5	162.9 ± 20.5
$A_G$ , Дж	$3.7 \times 10^{-19} \pm 2.5 \times 10^{-20}$	$4.3 \times 10^{-19} \pm 2.0 \times 10^{-20}$	$5.2 \times 10^{-19} \pm 4.6 \times 10^{-20}$	$6.3 \times 10^{-19} \pm 3.4 \times 10^{-20}$	$4.0 \times 10^{-19} \pm 4.9 \times 10^{-20}$

Примечание.  $p$  – уровень значимости. Если он не указан в скобках, то  $p < 0.001$ ;  $\pm$  здесь и далее обозначает соответствующие доверительные интервалы.

кущей  $|\lg|P_{\text{МАВ}}| = 4.2 + 3W$ . Альтернативный и наиболее простой физически-обоснованный способ, помимо использования модели (9), – диагностика МАВ по критерию потоковой устойчивости пленок, который для баланса молекулярных (дисперсионных) сил по Гамакеру-Лифшицу, ионно-электростатических и структурных сил расклинивающего давления по Дерягину имеет простое выражение для критической толщины пленки ( $h_{cr}$ ) и соответствующего ей критического содержания влаги (МАВ) [34]:

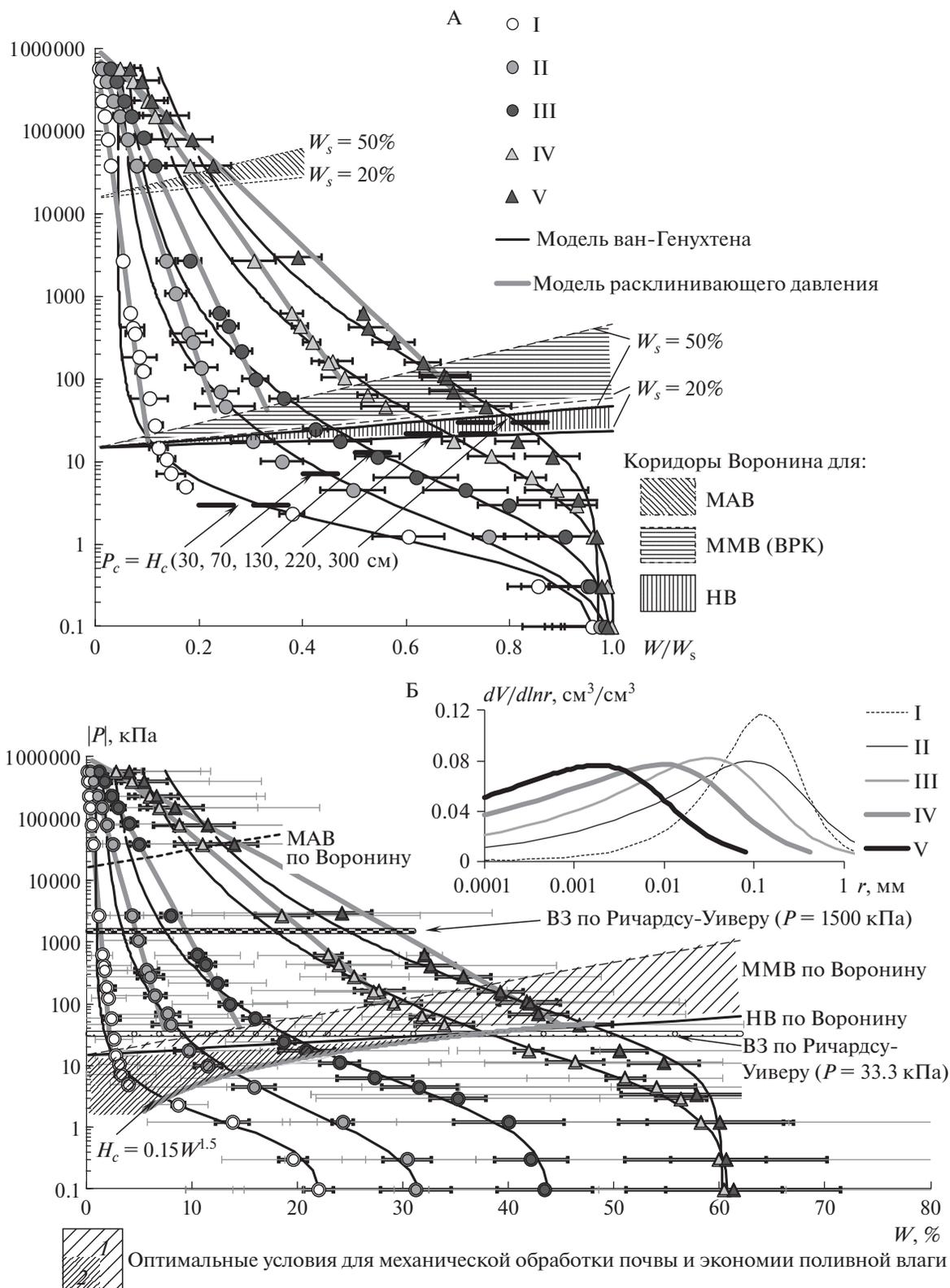
$$\text{МАВ} = S_0 \rho_l h_{cr} = 3/b, \quad (10)$$

где  $S_0$ , м<sup>2</sup>/кг – дисперсность,  $b$ , кг/кг – показатель наклона ОГХ по экспоненциальной модели расклинивающего давления (см. формулу (2)).

Завершая теоретическую часть, выделим еще одну характерную точку на ОГХ-диаграммах ФКП – влажность завядания (**ВЗ**). Согласно Ричардсу-Уиверу [27], для ее диагностики следует использовать единое для всех почв и грунтов значение потенциала (давления) воды по модулю равное  $|P_{\text{ВЗ}}| = 1500$  кПа. Выдвинутая в [42] гипотеза о связи ВЗ с дисперсностью (гранулометрическим составом почвы) и приведенное эмпирическое уравнение Капиноса  $|\lg|P_{\text{ВЗ}}| = 1.17 + 15W$  не представляются адекватными реальности, по-

скольку в груботекстурных почвах при 5–10% влажности такой расчет дает абсолютные значения потенциалов ВЗ в 100–500 Дж/кг в 5–25 раз меньше известных величин предельного корневого потенциала культурных растений (1000–2500 Дж/кг). Поэтому, оставляя попытки придать важной для ФКП константе ВЗ какой-либо физический смысл, будем использовать эмпирическую диагностику [27] ( $\text{ВЗ}_{1500}$ ) и ее корректировку по [29]:  $\text{ВЗ} = 0.857 + 0.96\text{ВЗ}_{1500}$ .

**Экспериментальные результаты, полученные на основе БД евразийских почв, и их сравнительный анализ.** Диаграмма ФКП (рис. 3, А) объединяет скейлинговые кривые ОГХ по пяти группам основных текстурных классов FAO/USDA разных типов почв Евразии после их статистической обработки. Скейлинг осуществлялся посредством нормирования влажности почвы ее максимальным содержанием ( $W_s$ ) в состоянии насыщения (полной влагоемкости). Среднестатистические параметры аппроксимации экспериментальных данных ОГХ моделями ван-Генухтена [41] и расклинивающего давления [31–35, 39] моделей приведены в табл. 1. В ряду I → V текстурных классов выявлены общие тенденции статистически-значимого увеличения параметров  $W_s$ ,  $n$  и понижения –  $\alpha$ ,  $b$  рассматриваемых моделей ОГХ. Наименее



**Рис. 3.** ОГХ-диаграммы физического качества евразийских почв различного генезиса и дисперсности. Обозначения: А – масштабирование с использованием полной влагоемкости ( $W/W_s$ ), Б – развертка скейлинговой диаграммы при типичных значениях полной влагоемкости  $W_s = 23, 32, 44, 61, 62\%$  для пяти текстурных групп – основной рисунок, распределение пор по размерам – врезка; косая штриховка – оптимальные условия для мехобработки почвы и экономии поливной влаги: 1 – оценка по Воронину [42], 2 – оценка по формуле (6).

определенным (статистически не значимым) является параметр остаточной влажности ( $W_r$ ) в модели [41]. Энергетический показатель потенциала поверхности твердой фазы ( $a$ ) в модели [31] менялся мало со значениями порядка 1 млн Дж/кг, соответствующими потенциалу в состоянии условно “нулевой” влажности (формула (1)). Для развертки скейлинговой диаграммы были использованы характерные для исследуемых I–V текстурных групп классов величины  $W_s = 23; 32; 44; 61; 62\%$  (рис. 3, Б). Горизонтальные планки погрешностей на диаграммах представляют результаты варьирования влажности при осреднении экспериментальных данных ОГХ в форме стандартных отклонений (тонкие линии) и доверительных интервалов при  $p = 0.05$  (жирные линии) с учетом больших выборок данных (по 80–130 образцов). Характерные области доминирования физических сил и механизмов, контролирующей водоудерживающую способность и ФКП, выделены на ОГХ-диаграммах по критическим значениям термодинамических потенциалов (давлений) и содержания влаги для предельно равновесных по [42] состояний НВ, ВРК (ММВ), ВЗ, МАВ. На скейлинговой диаграмме (3-А) уравнения секущих Воронина [42] при этом дали коридоры значений НВ, ММВ, МАВ, задаваемые диапазоном  $W_s$  от 20 до 60%.

Сравнительный анализ диаграмм ФКП (рис. 3, А, Б) в ряду от груботекстурных классов (группы I, II – песков, пылеватых песков, супесей) до тонкодисперсных (IV, V группы тяжелых суглинков и глин) выявляет закономерное изменение ОГХ в сторону увеличения влагоемкости и энергии водоудерживания (потенциала воды). Этот результат подтверждается как визуальным сопоставлением смещения кривых ОГХ, так и сравнительным анализом показателей их наклона ( $b$ ) в полулогарифмическом масштабе, отражающего, согласно фундаментальной формуле (2), дисперсность почвы (эффективную удельную поверхность  $S_0$ ). Дисперсность варьирует от  $7.7 \pm 1.4 \text{ м}^2/\text{г}$  в группе I (пески) до  $162.9 \pm 20.5 \text{ м}^2/\text{г}$  в последней группе V, включающей пылевато-глинистые тяжелые суглинки и глины. Отражающие вклад молекулярных (дисперсионных) сил, обобщенные константы Гамакера ( $A_G$ ) варьировали мало со значениями  $3\text{--}6 \times 10^{-19}$  Дж, близкими к известным оценкам для пленок на кварце [5]. Увеличение дисперсности и, следовательно, поверхностной энергии приводит к расширению вклада поверхностных физических механизмов и сил водоудерживания, что визуально отражается расширением линейного участка ОГХ, описываемого фундаментальной моделью расклинивающего давления [34, 39]. Если в песках такой диапазон ограничен давлением почвенной влаги  $|P| \gg 1000$  кПа и относительной влажностью не более  $0.1 W_s$ , то в тонко-

дисперсных почвах (группы IV, V) он расширяется до абсолютных значений давления воды  $>10\text{--}100$  кПа при влажности  $0.6\text{--}0.85 W_s$ , то есть основного количества воды в почве. Этот важный результат указывает на ограниченность зоны действия традиционной капиллярной модели водоудерживания при оценке ФКП, а также на необходимость ее дополнения другими механизмами (моделями), отражающими действие поверхностных сил.

Сравнительный анализ параметров критических (предельно-равновесных по Воронину [42]) показателей ФКП дает следующие результаты (рис. 3, табл. 2). Показатель КВ варьирует незначительно – от 0.75 до 0.9 единиц  $W/W_s$  при оценке по давлению входа воздуха (3) и от 0.85 до 0.97  $W/W_s$  в случае определения по сингулярности ОГХ (точке перегиба) с использованием формулы (4). Показатель  $P_c = 1/\alpha$  при этом менялся в исследуемом ряду от  $0.75 \pm 0.12$  до  $16.7 \pm 6.4$  кПа, что близко к приводимому в [14] диапазону педотрансферных оценок давления барботирования в почвах в  $0.6\text{--}9$  кПа. Оценка КВ по Воронину [3, 42] дает похожие величины в  $0.7\text{--}0.9 W/W_s$  только для тонкодисперсных классов (IV–V). Во всех остальных случаях она сильно занижает КВ, вплоть до значений  $0.12\text{--}0.36 W/W_s$  в груботекстурных классах I, II, неприемлемых при сравнении с известными литературными данными о КВ (лабораторная оценка методом трубок или по пределу Аттерберга [1, 3]).

Величина наименьшей (полевой) влагоемкости варьирует от  $0.1\text{--}0.3 W/W_s$  в группе I до  $0.7\text{--}0.8 W/W_s$  в группе V исследованных текстурных классов почв Евразии. Оценка НВ по Ричардсу-Уиверу [28] и Воронину [3, 42] занижает результаты для груботекстурных классов (группы I, II песков, пылеватых песков и супесей) по сравнению с величинами  $NV_{\text{real}}$ , определенными для таких почв в полевых экспериментах. Альтернативный метод оценки НВ по предельной высоте капиллярного подъема с использованием секущей ОГХ (6) дает для груботекстурных классов более близкие к полевым измерениям результаты (табл. 2). Несмотря на закономерное уменьшение размеров доминирующих пор в исследуемом ряду текстурных классов (см врезку на рис. 3, Б) и увеличение обратных им абсолютных величин критических давлений  $P_c$  от 1.2 до 79 кПа, оценка НВ по точке перегиба рF-кривой с использованием модели ван-Генухтена (формулы (8)) дала приемлемые результаты ( $0.7\text{--}0.75 W/W_s$ ) только для IV и V групп. В остальных случаях она сильно завышает НВ до значений  $0.6\text{--}0.7 W/W_s$ , не соответствующих реальным данным. Вместе с тем точка перегиба рF-кривых (максимума дифференциальной влагоемкости и распределения пор), дает, по-видимому, максимальное соответствие влажности

**Таблица 2.** Скейлинговые показатели физического качества для основных текстурных классов евразийских почв

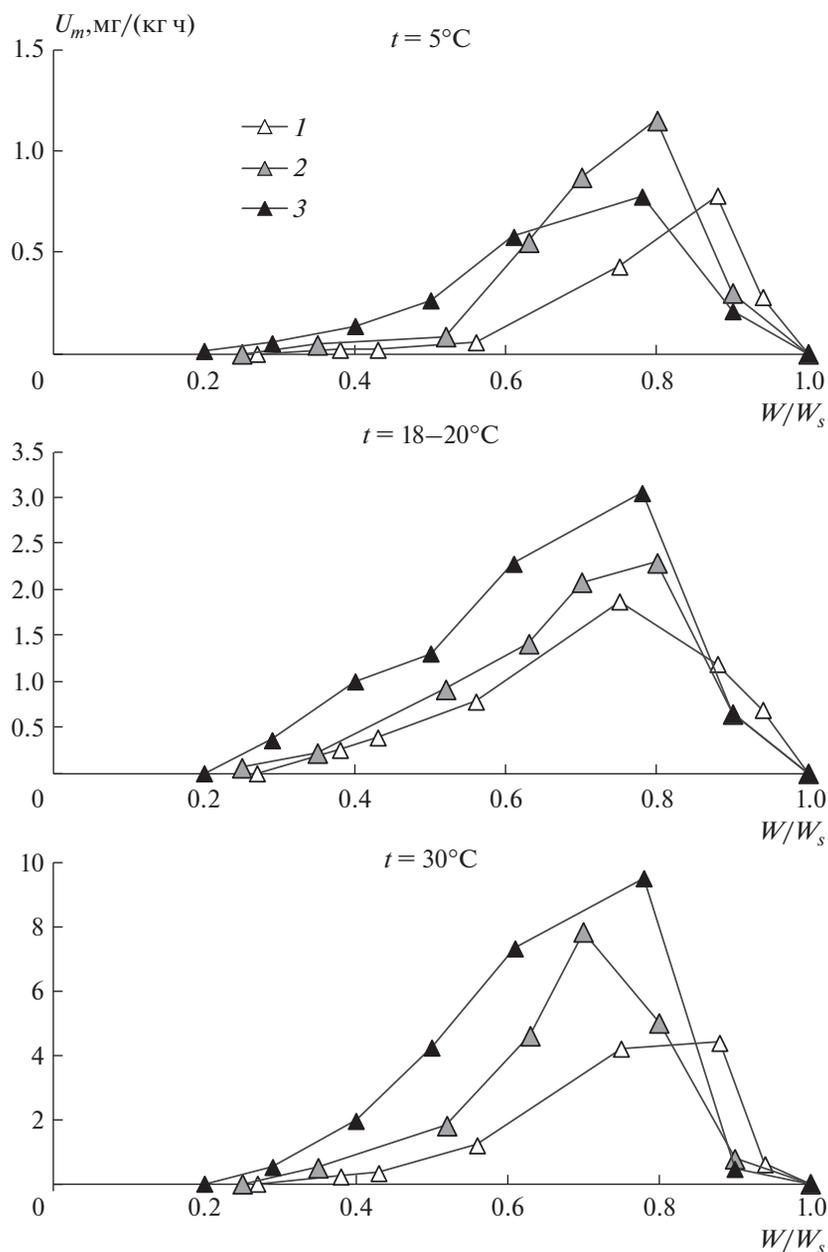
Показатель ФКП	Текстурный класс				
	I	II	III	IV	V
$W_s, \%$	$23.0 \pm 7.6$	$32.1 \pm 3.8$	$44.1 \pm 17.1$	$53.5 \pm 13.8$	$55.1 \pm 15.1$
НВ (в долях $W_s$ )					
НВ/ $W_s$ ( $ P  = 33.3$ кПа)	$0.11 \pm 0.02$	$0.30 \pm 0.04$	$0.46 \pm 0.04$	$0.67 \pm 0.06$	$0.77 \pm 0.06$
НВ/ $W_s$ по Воронину [3]	$0.13 \pm 0.02$	$0.34 \pm 0.04$	$0.47 \pm 0.04$	$0.66 \pm 0.04$	$0.80 \pm 0.06$
НВ/ $W_s$ по (6) ( $ P  = H_c$ )	$0.30 \pm 0.03$	$0.43 \pm 0.03$	$0.52 \pm 0.03$	$0.69 \pm 0.02$	$0.80 \pm 0.02$
НВ/ $W_s$ real	$0.28 \pm 0.09$	$0.45 \pm 0.08$	$0.54 \pm 0.06$	$0.69 \pm 0.05$	$0.81 \pm 0.06$
ММВ или ВРК (в долях $W_s$ )					
ММВ/ $W_s$ по Воронину [3]	$0.13 \pm 0.02$	$0.28 \pm 0.04$	$0.40 \pm 0.06$	$0.53 \pm 0.06$	$0.64 \pm 0.06$
ММВ/ $W_s$ по (9)	$0.10 \pm 0.02$	$0.27 \pm 0.02$	$0.34 \pm 0.05$	$0.52 \pm 0.04$	–
ММВ/ $W_s$ real	$0.12 \pm 0.09$	$0.24 \pm 0.05$	$0.32 \pm 0.03$	$0.47 \pm 0.03$	$0.59 \pm 0.04$
$W_{opt} / W_s$ real	–	$0.28 \pm 0.02$	$0.37 \pm 0.03$	$0.48 \pm 0.03$	$0.61 \pm 0.02$
ВЗ (в долях $W_s$ )					
ВЗ/ $W_s$ ( $ P  = 1500$ кПа)	$0.06 \pm 0.02$	$0.14 \pm 0.03$	$0.22 \pm 0.03$	$0.32 \pm 0.02$	$0.43 \pm 0.04$
ВЗ/ $W_s$ по [29] ( $VZ = 0.85 + 0.96 VZ_{1500}$ )	$0.09 \pm 0.02$	$0.16 \pm 0.03$	$0.23 \pm 0.03$	$0.32 \pm 0.02$	$0.43 \pm 0.04$
ВЗ/ $W_s$ real	$0.09 \pm 0.04$	$0.18 \pm 0.04$	$0.24 \pm 0.04$	$0.33 \pm 0.04$	$0.49 \pm 0.06$
МАВ или нерастворяющийся объем (в долях $W_s$ )					
МАВ/ $W_s$ по Воронину [3]	$0.04 \pm 0.01$	$0.09 \pm 0.02$	$0.12 \pm 0.02$	$0.18 \pm 0.04$	$0.24 \pm 0.04$
МАВ/ $W_s$ по (9)	$0.02 \pm 0.01$	$0.11 \pm 0.04$	$0.13 \pm 0.04$	$0.21 \pm 0.08$	–
МАВ/ $W_s$ по (10)	$0.03 \pm 0.004$	$0.07 \pm 0.004$	$0.10 \pm 0.01$	$0.15 \pm 0.02$	$0.22 \pm 0.03$

Примечание.  $\pm$  – доверительные интервалы при уровне значимости  $p \leq 0.01$ ; real – реальные данные [2, 3, 5, 7, 11–13].

оптимума для базального дыхания и биодеструкторной экологической функции почв на примере зональных почв среднего и тяжелого гранулометрического состава (рис. 4). Из-за отсутствия статистически достоверных аналогичных данных по легким почвам, пока трудно сказать является ли в них состояние НВ ( $0.3\text{--}0.4 W/W_s$ ) или более увлажненное состояние, детектируемое по точке перегиба рF-кривой ( $0.6\text{--}0.7 W/W_s$ ) биологическим оптимумом, но, исходя из стандарта [38], более вероятно второе. Хотя для биологического поглощения монооксида углерода в работе [36] показано, что максимум на кривых зависимости от влажности тесно ( $r = 0.91\text{--}0.95$ ) коррелирует с величиной НВ, оцененной по ОГХ методом Воронина [3, 42], причем в легких почвах он смещается до уровня  $0.25\text{--}0.3 W/W_s$ .

Оценка ММВ (ВРК), как следующей критической точки на ОГХ-диаграммах ФКП, методом Воронина [3, 42] и по максимуму на термодинамических кривых осмотического потенциала в зависимости от влажности с использованием модели (9) в целом дала сопоставимые результаты как друг с другом, так и с реальными данными

(табл. 2). Различия возникали лишь в отдельных случаях (грубодисперсные засоленные почвы, рис. 2, А), что могло быть следствием потери устойчивости пленочной влаги (сжатия ДЭС под воздействием электролитов) или методическим артефактом из-за невысокой точности криоскопического метода для  $P_i$  в песках с низкой влажностью. Сравнение отношений ММВ/НВ для результатов их оценки методом Воронина [3, 42] дало для I и II групп текстурных классов крайне высокие значения  $0.9\text{--}0.95$ , а для остальных –  $0.8$ , что больше принятого в оросительной мелиоративной практике эмпирического предположительного порога ММВ(ВРК) =  $0.7$  НВ [7, 11, 13]. Диагностика критических точек по новой методике стабильно дает отношение ММВ/НВ =  $0.7$  для всех текстурных классов, исключая пески (табл. 2). Гипотеза Воронина [42] о соответствии ММВ и оптимальной для механической обработки влажности ( $W_{opt}$ ) или так называемой “физической спелости” почвы полностью подтвердилась обобщением и статистическим анализом данных [12] для основных типов евразийских почв разного гранулометрического состава (рис. 5). В целом диапа-

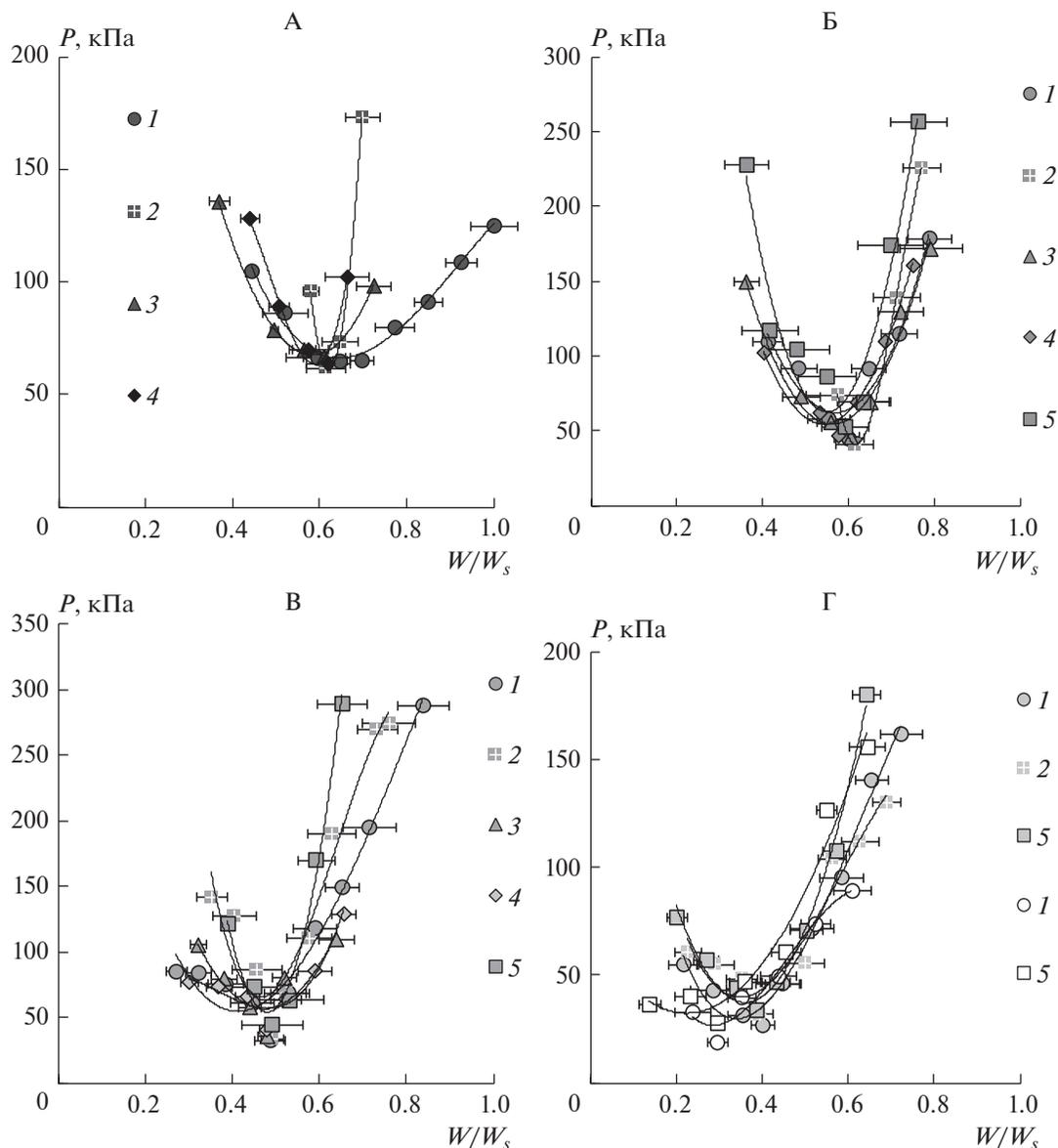


**Рис. 4.** Базальное дыхание зональных почв ( $U_m$ ) по эмиссии  $\text{CO}_2$  в зависимости от влажности и температуры. Почвы: 1 – дерново-подзолистая среднесуглинистая (Московская обл.), 2 – серая лесная среднесуглинистая (Тульская обл.), 3 – чернозем типичный тяжелосуглинистый (Липецкая обл.).

зон НВ-ВРК(ММВ), выделенный косой штриховкой на ОГХ-диаграммах ФКП (рис. 3, Б) определяет оптимальные по влажности условия для механической обработки почвы, а также для экономии водных ресурсов, поскольку вода в таком диапазоне, будучи доступной растениям, характеризуется максимальной концентрацией питательных элементов (максимум  $P_{os}$ , рис. 2) при минимальных непродуктивных потерях на внутрипочвенный сток и испарение. Новый метод диагностики

НВ позволил расширить этот технологически-оптимальный диапазон для груботекстурных классов почв, где исходный метод Воронина [3, 42] давал статистически неразличимые отличия между ММВ и НВ на кривых ОГХ.

Еще одной технологически важной константой является показатель ВЗ – точка устойчивого завядания растений. Ее значения диагностируют состояние засухи, губительное для большинства растений и позволяют рассчитывать диапазон ак-



**Рис. 5.** Сопротивление почвы механической обработке ( $P$ , кПа) в зависимости от относительной влажности ( $W/W_s$ ) для различных текстурных классов евразийских почв (обработка данных [12]). Обозначения: А – глины, Б – тяжелые суглинки, В – средние суглинки, Г – легкие суглинки, супеси. Интенсивность окраски символов постепенно падает от глин до супесей. Типы почв: 1 – дерново-подзолистые, 2 – черноземы, 3 – каштановые, 4 – желтоземы, 5 – серые и бурые лесные.

тивной (доступной) влаги (ДАВ = НВ – ВЗ), обуславливающий урожайность (продуктивность). Получение экспериментальных данных ( $ВЗ_{real}$  в табл. 2) осуществляется достаточно трудоемкими лабораторным методом вегетационных миниатюр [2] или длительными полевыми наблюдениями за ходом роста и развития растений в условиях дефицита влаги [7]. Отсюда актуальность косвенных методов оценки ВЗ по кривым ОГХ при термодинамическом исследовании ФКП. Общепринятый метод Ричардса-Уивера [27] дает адекватную

оценку для тонкодисперсных почв (III–V группы текстурных классов), но в груботекстурных почвах (I–II группы) он систематически занижает значения ВЗ (табл. 2). Этот способ оценки можно улучшить с помощью небольшой коррекции ВЗ по эмпирическому уравнению [29]. В таком случае прогнозные величины совпадают с реальными данными для всех пяти текстурных групп евразийских почв.

Последняя критическая точка на диаграмме ФКП это константа МАВ и близкий к ней показате-

тель нерастворяющегося объема воды в почве. Они имеют важное теоретическое значение как границы прочносвязанной неподвижной воды, не способной диссоциировать соли. Практическая значимость показателя МАВ заключается в применении в моделях транспорта влаги и растворенных веществ, явлений набухания и усадки, прочности и устойчивости агрегатов, в количественной оценке удельной поверхности, ионообменных и сорбционных процессов, а также в ряде педотрансферных функций ОГХ [3, 4, 7, 11, 23]. Данные табл. 2 подтверждают статистически достоверное (в пределах доверительных интервалов) сходство расчетных оценок МАВ по Воронину [42] и экспериментальных оценок по кривым  $P_{os}(W)$  с использованием модели (9) для II, III, и IV групп текстурных классов FAO/USDA почв Евразии. В группе I груботекстурных почв оценка по модели (9) дает двукратное занижение МАВ, что, вероятно, связано с проблемой точности определения  $P_i$  криоскопическим методом в таких объектах. Метод оценки МАВ по фундаментальной формуле (10) также дал близкие к способу Воронина результаты, причем для исходных, не нормированных  $W_s$  величин МАВ выявлена тесная ( $R^2 = 0.989$ ) линейная взаимосвязь сравниваемых показателей с угловым коэффициентом  $1.00 \pm 0.03$  на уровне  $p < 0.0001$ , что свидетельствует о их тождественности и подтверждает гипотезу Воронина [3] об эффективной толщине водной пленки в состоянии МАВ равной трем диаметрам молекул воды.

По аналогии с величиной ММВ (ВРК), показатель МАВ зависит не только от твердофазных характеристик, но и от состава и концентрации жидкой фазы, которые контролируют дебаевскую ширину двойного электрического слоя, устойчивость водных пленок и их расклинивающее давление [15, 34]. Это положение иллюстрирует рис. 2, Д, Е, где показатель МАВ со значениями  $12.2 \pm 0.1\%$  для коллоидно-дисперсного образца торфа с искусственным засолением жидкой фазы 0.5 М раствором NaCl оказался почти вдвое меньше, чем в аналогичном образце, насыщавшемся в дистиллированной воде ( $22.3 \pm 0.6\%$ ).

**Практическое приложение результатов скейлинговой оценки ФКП.** Термодинамические исследования водоудерживающей способности и ФКП, несмотря на очевидную научную и практическую ценность, требуют специального оборудования и навыков, обычно недоступных широкому кругу практиков от агрономов до ландшафтных дизайнеров. Вместе с тем полученные для представительной БД евразийских почв результаты с использованием операции скейлинга позволяют дать простые и удобные для пользователя нормативы ФКП по индексу относительного содержания влаги ( $W/W_s$ ) в связи с основными экологи-

ческими функциями почв в агро- и урбоэкосистемах и технологическими операциям (табл. 3). Индекс  $W/W_s$  легко рассчитывается по данным о влажности и плотности почвы, а современные средства автоматизированного мониторинга содержания влаги в почвах [9, 10] и прогнозные тематические модели [30] позволяют давать оперативную информацию о его динамике и достижении тех или иных критических значений. В частности, по действующей в РФ до 2013 г. инструкции “Критерии опасных гидрометеорологических явлений...” [6] критическая ситуация переувлажнения почвы возникает при сохранении влажности верхнего слоя, соответствующей КВ в течение 20 дней. Индекс  $W/W_s$  дает простую диагностику этого состояния в диапазоне 0.85–0.9 единиц (табл. 3). Выделенный серой заливкой технологически-оптимальный диапазон ФКП минимален в груботекстурных классах I и II (10–15% от полной влагоемкости) и увеличивается до 20% в остальных группах. Это облегчает его оперативную диагностику, своевременное проведение операций обработки почвы с минимальным сопротивлением и крошимостью пласта, организацию поливов с поддержанием оптимальной влажности и экономией водных ресурсов. Однако данные преимущества перед грубодисперсными почвами теряются в условиях естественных осадков (недостатка в аридной и избытка в гумидной зонах) особенно для группы V с самым тяжелым гранулометрическим составом, где более 40% влаги недоступно растениям а более 20% – характеризуются рисками водной эрозии, геокатастроф, повышенных газовых эмиссий, невозможностью прохода колесной техники и механической обработки. В целом каждая группа текстурных классов характеризуется своими критическими значениями индекса  $W/W_s$ , маркирующими смену физических сил и механизмов межфазных взаимодействий, как основного фактора ФКП.

## ВЫВОДЫ

1. Термодинамический подход к оценке физического качества почв объединяет градуалистическое учение о термодинамике почвенной влаги с концепцией почвенно-энергетических констант или критических состояний почвенной физической системы, в которых происходит смена сил и механизмов межфазных взаимодействий, контролирующих водоудерживающую способность и ФКП в целом.

2. На ОГХ-диаграммах выделена новая критическая точка условно-нулевой влажности и стандартного потенциала воды при температуре сушки почвы в 105°C с абсолютными значениями порядка 1 млн Дж/кг. К этой точке стремятся ОГХ любых почв, что позволяет оценивать их дисперсность и диагностировать состояние МАВ по

**Таблица 3.** Градации индекса  $W/W_0$ , экологические и технологические комментарии по пяти группам основных классов текстуры почвы ФАО/USDA

Нормативы ФКП	Текстурный класс				
	I	II	III	IV	V
Высокие непродуктивные потери (инфильтрация, испарение), угнетение роста из-за отсутствия воздуха в почве (переувлажнение) вплоть до гибели растений при длительном переувлажнении, анаэробнозе и корневой гнили, подавление базального дыхания и быстрой (аэробной) биодegradации органического вещества, выбросы токсичных парниковых газов (метан, оксид азота, сероводород), вязкотекучее состояние с потерей несущей способности и увязанием колесной техники, высокие риски оползней и водной эрозии	>0.90			>0.85	
Оптимальная для высокой продуктивности растений легкодоступная почвенная вода, но высокие непродуктивные потери (инфильтрация, испарение), максимальная биологическая активность и интенсивность органического биоразложения, риск чрезмерного выделения диоксида углерода, высокая гидравлическая проводимость и капиллярный подъем с максимальным риском вторичного засоления орошаемых земель, вязкоупругое состояние с высокой липкостью и сопротивлением механической обработке почвы, сильное сжатие и уплотнение почвы под нагрузками, высокие риски оползней, водной эрозии	0.25–0.90	0.45–0.90	0.55–0.85	0.70–0.85	0.80–0.85
Доступная для растений вода при низких непродуктивных потерях на инфильтрацию и испарение, умеренная биологическая активность (базальное дыхание, интенсивность биодegradации органического вещества, газовыделение), вязкоупругое состояние или упруго-хрупкое состояние вблизи нижней границы диапазона, оптимальное для механической обработки почвы и образования зернистых почвенных агрегатов, максимальная концентрация водорастворимых веществ в почвенном растворе при оптимальном минеральном питании корней, исключая засоленные почвы	0.15–0.25	0.30–0.45	0.35–0.55	0.50–0.70	0.60–0.80
Малодоступная вода для растений, резкое снижение тургора и продуктивности, низкая биологическая активность (интенсивность биодegradации органических веществ, газовыделение), очень низкая гидравлическая проводимость с исчезновением передачи гидростатического давления и транспорта водорастворимых веществ, упруго-хрупкое состояние с высокой плотностью сложения почвы и сопротивлением к механической обработке	0.10–0.15	0.15–0.30	0.20–0.35	0.30–0.50	0.40–0.60

Таблица 3. Окончание

Нормативы ФКП	Текстурный класс				
	I	II	III	IV	V
Недоступная для растений вода в почве, гибель растений во время длительной засухи, почти нулевое базальное дыхание и газовыделение, сохранение микроорганизмов в неактивной форме, высокое сопротивление к механической обработке почвы, хрупкое состояние с интенсивным пылением поверхности почвы, сильная дефляция, высокие риски пыльных и песчаных бурь, частичная или полная гидрофобизация поверхности в период засухи с низким начальным впитыванием осадков	<0.10	<0.15	<0.20	<0.30	<0.40

наклону линейных в полулогарифмических координатах участков ОГХ с использованием модели расклинивающего давления по Дерягину.

3. Сравнительный анализ предложенных в работе физически обоснованных методов выделения критических состояний ММВ (ВРК) и МАВ на ОГХ-диаграммах ФКП с известным эмпирическим методом Воронина показал их хорошее соответствие друг другу и реальным экспериментальным данным для большинства исследованных евразийских почв разного генезиса и дисперсности. Для других состояний возможны сильные расхождения в оценках, в частности – завышения КВ и занижения НВ для груботекстурных классов почв (пески, пылеватые пески, супеси); в этом случае предлагается использовать новые методы оценки: НВ по предельной высоте капиллярного подъема, КВ – по сингулярной точке перегиба ОГХ или давлению входа воздуха с использованием стандартной модели ван-Генухтена.

4. К диапазону КВ–НВ приурочен биологический оптимум базального дыхания и аэробной биодеградации органических веществ в почвах.

5. Для удобства использования результатов термодинамической оценки ФКП предложен простой мониторинговый критерий в форме относительной влажности почвы, нормированной максимальным содержанием влаги в состоянии насыщения (полной влагоемкости). Для основных текстурных классов евразийских почв предложены градации этого показателя в связи с экологическими функциями, сервисами и технологическими операциям в почвах природных и антропогенных ландшафтов.

#### БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор благодарит с. н. с. каф. физики и мелиорации почв ф-та почвоведения МГУ, к. б. н. Н.Б. Садовникову и лаборанта кафедры А.С. Башину за предоставление материалов по ОГХ ряда зональных

почв, полученных в рамках задания госбюджетной темы НИР в МГУ: “Физические основы экологических функций почв: технологии мониторинга, прогноза и управления”.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 19-29-05006\19).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов А.В. Физико-механические свойства почв и энергетическое состояние почвенной влаги. Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 2003. 24 с.
2. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
3. Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 204 с.
4. Грунтоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 1024 с.
5. Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы. М.: Наука, 1985. 398 с.
6. Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. Инструкция. РД 52.04.563-2002. <https://docs.cntd.ru/document/1200034751>. Дата обращения 19.04.2021.
7. Роде А.А. Избр. тр. Т. 3. Основы учения о почвенной влаге. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 664 с.
8. Смагин А.В. Почвенно-гидрологические константы: физический смысл и количественная оценка на базе равновесного центрифугирования // Доклады по экологическому почвоведению. 2006. Т. 1. № 1. С. 31–56.
9. Смагин А.В. Теория и практика конструирования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 544 с.
10. Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Глаголев М.В., Курченко А.В. Новые инструментальные методы и

- портативные электронные средства контроля экологического состояния почв и сопредельных сред // Экол. Вестн. Сев. Кавказа. 2006. Т. 2. № 1. С. 5–17.
11. Теории и методы физики почв. Тула: Гриф и К, 2007. 616 с.
  12. Физико-механические свойства растений, почв и удобрений. М.: Колос, 1970. 424 с.
  13. Харченко С.И. Управление водным режимом на мелиорируемых землях в нечерноземной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 238 с.
  14. Campbell G.S. Soil Physics with BASIC. N.Y.: Elsevier Sci., 1985.
  15. Churaev N.V. Derjagin disjoining pressure in the colloid science and surface phenomena // Advances in Colloid and Interface Science. 2003. V. 104(1–3). P. 15–20. [https://doi.org/10.1016/S0001-8686\(03\)00032-0](https://doi.org/10.1016/S0001-8686(03)00032-0)
  16. Dexter A.R. Soil physical quality: part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth // Geoderma. 2004. V. 120. P. 201214.
  17. Dexter A.R. Soil physical quality: part II. Friability, tillage, tilling and hard-setting // Geoderma. 2004. V. 120. P. 215225.
  18. Dexter A.R. Soil physical quality: part III. Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory // Geoderma. 2004. V. 120. P. 227239.
  19. Doran J.W., Jones A.J. (eds.) Methods for assessing soil quality // Soil Sci. Soc. Am. J. 1996. № 49.
  20. Karlen D.L., Andrews S.S., Wienhold B.J., Zobeck T.M. Soil Quality Assessment: Past, Present and Future // Elect. J. Integr. Biosciences. 2008. V. 6. P. 314.
  21. Keen B.A. The physical properties of the soil. London, N.Y., Toronto: Longmans, Green and Co, 1931.
  22. Lal R. Tillage effects on soil degradation, soil resilience, soil quality and sustainability // Soil Till. Res. 1993. V. 27. P. 17.
  23. Lal R., Shukla M.K. Principles of Soil Physics. N.Y.-Basel: Ohio St. Univ M. Dekker, Inc. 2005. 716 p. <https://doi.org/10.1111/j.13652389.2005.0756c.x>
  24. Loizeau J.L., Arbouille D., Santiago S., Vernet J.P. Evaluation of wide range laser diffraction grain size analyzer for use with sediments // Sedimentology. 1994. V. 41. P. 353361. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01410.x>
  25. Resurreccion A.C., Moldrup P., Tuller M., Ferre T.P.A., Kawamoto K., Komatsu T., de Jonge W.L. Relationship between specific surface area and the dry end of the water retention curve for soils with varying clay and organic carbon contents // Water Resour. Res. 2011. V. 47. P. W06522.
  26. Reynolds W.D., Bowman B.T., Drury C.F., Tan C.S., Lu X. Indicators of good soil physical quality: density and storage parameters // Geoderma. 2002. V. 110. P. 31146.
  27. Richards L.A., Weaver L.R. Fifteen-atmosphere-percentage as related to the permanent wilting percentage // Soil Sci. 1943. V. 56. P. 331339.
  28. Richards L.A., Weaver L.R. Moisture retention by some irrigated soils as related to soil-moisture retention // J. Agr. Researh. 1944. V. 69. P. 215235.
  29. Shaw B.T. (ed.) Soil physical conditions and plant growth. N.Y.: Am. Soc. of Agr. Academic Press, 1952.
  30. Simunek J., van Genuchten M.Th., Sejna M. The HYDRUS software package for simulating two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. 2006. Technical Manual, Version 1.0. PC Progress, Prague, Czech Republic.
  31. Smagin A.V. About Thermodynamic Theory of Water Retention Capacity and Dispersivity of Soils // Eur. Soil Sci. 2018. V. 51. P. 782796. <https://doi.org/10.1134/S1064229318070098>
  32. Smagin A.V. Ionic-electrostatic model of the wedge pressure and specific surface area of colloidal systems // J. Engineer. Phys. Thermophysics. 2019. V. 92. P. 744755. <https://doi.org/10.1007/s10891-019-01986-8>
  33. Smagin A.V. Physically Based Mathematical Models of the Water Vapor Sorption by Soils // Eur. Soil Sci. 2011. V. 44. P. 659669. <https://doi.org/10.1134/S1064229318070098>
  34. Smagin A.V. Theory and methods of evaluating the physical status of soils // Eur. Soil Sci. 2003. V. 36. P. 301312.
  35. Smagin A.V. Thermogravimetric Determination of Specific Surface Area for Soil Colloids. // Colloid J. 2016. V. 78. P. 391396. <https://doi.org/10.1134/S1061933X16030170>
  36. Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Mazanova V.S., Dolzhich A.R. Adsorption of Carbon Monoxide by Samples of Soils and Peat–Sand Mixtures // Eur. Soil Sci. 2009. V. 42. № 11. P. 1234–1240. <https://doi.org/10.1134/S1064229309110052>
  37. Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Kirichenko A.V., Egorov Yu.V., Vityazev V.G., Bashina A.S. Dependence of the Osmotic Pressure and Electrical Conductivity of Soil Solutions on the Soil Water Content // Eur. Soil Sci. 2018. V. 51. P. 14401451. <https://doi.org/10.1134/S1064229318120128>
  38. Soil quality laboratory methods for determination of microbial soil respiration. International Organization for Standardization. ISO 16072. 2002. Geneva, Switzerland.
  39. Sudnitsyn I.I., Smagin A.V., Shvarov A.P. The theory of Maxwell-Boltzmann-Helmholtz-Gouy about the double electric layer in disperse systems and its application to soil science (on the 100th anniversary of the paper published by Gouy) // Eur. Soil Sci. 2012. V. 45. P. 452457. <https://doi.org/10.1134/S106422931204014X>
  40. Tuller M., Or D. Water films and scaling of soil characteristic curves at low water contents // Water Resour. Res. 2005. V. 41. P. W09403.
  41. van Genuchten M.T. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1980. V. 44. P. 892898.
  42. Voronin A.D. Energy Concept of the Physical State of Soils // Eur. Soil Sci. 1990. V. 23. P. 7–19.

## Thermodynamic Concept of the Physical Quality of Soils

A. V. Smagin<sup>1, 2, 3, \*</sup>

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Forest Science, Russian Academy of Sciences, Uspenskoe, Moscow oblast, 143030 Russia*

<sup>3</sup>*Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, 117198 Russia*

*\*e-mail: smagin@list.ru*

The physical quality of the soil is determined by interactions among soil phases at variable moisture content. This phenomenon allows us to consider the water retention curves as functions of water content and its thermodynamic potentials as indicators of the soil physical quality and its dynamics. Diagrams of the physical quality of soils represented by water retention curves with areas of dominance of certain physical mechanisms and forces responsible for the interaction of physical phases were obtained for Eurasian soils database (more than 400 samples) grouped by five FAO/USDA textural classes. Original instrumental methods using centrifugal, gravitational, and temperature physical fields for water removal made it possible for the first time to obtain the thermodynamic characteristics of water retention in the entire range of soil water potential from 0 to 1 million J/kg. The main fundamental result is a physically based methodology for diagnosing the limiting (critical) values of the soil water content and its thermodynamic potentials, which divide the areas of dominance of various forms of soil moisture, physical forces and mechanisms of interphase interactions on the diagrams of the physical quality of soils. The significance of non-capillary, surface forces and mechanisms controlling water retention and physical quality of soils is shown. The results of determining the optimal ranges of water content for Eurasian soils of different texture and genesis in connection with their soil-ecological and technological functions and services are the main practical significance of the study.

*Keywords:* soil water, thermodynamic potential, capillarity, disjoining pressure, specific surface area, stability of water films, critical parameters of water retention, optimal water content

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА  
ПОЧВ

УДК 631.436

ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ КРИОМОФНЫХ ПОЧВ  
СТЕПНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА МЕЛОВЫХ ПОРОДАХ© 2021 г. Д. Г. Поляков<sup>а, \*</sup>, Т. А. Архангельская<sup>б</sup>, А. Г. Рябуха<sup>а</sup>, И. В. Ковда<sup>с</sup><sup>а</sup>Институт степи УрО РАН, ул. Пионерская, 11, Оренбург, 460000 Россия<sup>б</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия<sup>с</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: polakovdg@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.02.2021 г.

После доработки 01.04.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Исследована температуропроводность почв с признаками криоморфизма, сформированных на меловых породах в Оренбургской области. Криоморфизм проявляется в наличии таких морфологических признаков криогенных процессов, как полигональный микрорельеф, клиновидные грунтовые жилы, интрузии, зоны скопления крупнозема и плитчатая почвенная структура. Комплексный почвенный покров представлен Calcaric Regosol на микроповышениях, Calcaric Regosol (Ochric) на микросклонах и Rendzic Calcaric Phaeozem в микропонижениях. Почвы характеризуются высокой пространственной вариабельностью основных физических свойств: гранулометрический состав варьирует от среднего суглинка до средней глины, плотность почв – от 1.07 до 1.53 г/см<sup>3</sup>. Измерения температуропроводности проводили методом регулярного режима в диапазоне от максимальной влажности почвы после насыщения образцов под напором до воздушно-сухого состояния. Относительно низкая температуропроводность – от  $1.53 \times 10^{-7}$  до  $2.88 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с – характерна для гумусовых горизонтов в микрозападине; горизонты почв на микросклоне и микроповышении имеют большую температуропроводность – от  $1.76 \times 10^{-7}$  до  $5.06 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с. Температуропроводность почв положительно коррелирует с их плотностью, толщиной плитчатых агрегатов, содержанием мела и крупнозема и отрицательно коррелирует с содержанием органического вещества и илистой фракции.

*Ключевые слова:* микрорельеф, палеокриогенез, комплексный почвенный покров, текстура почвы, крупнозем

DOI: 10.31857/S0032180X21090069

## ВВЕДЕНИЕ

В современном почвоведении широко используется структурно-функциональный подход, основанный на представлении о тесной взаимосвязи структуры почвенного покрова и функционирования его компонентов [13, 19, 25, 26, 30, 32]. Особое внимание при таком подходе обращают на закономерности и следствия латерального перераспределения веществ и энергии [12, 18, 24]. Температура почвы и потоки тепла признаются важными факторами формирования сопряженных почв [1, 29, 34].

Почвенные комплексы, широко распространенные в различных природных зонах [33], давно признаны привлекательными объектами для изучения роли тепловых свойств почв в формировании температурного поля почвенного покрова и выявления возможных связей между свойствами и функционированием отдельных участков [3, 9, 20].

Однако изучению температурных режимов почвенных комплексов посвящено относительно немного работ. В большей степени такие исследования проводились на европейской территории России, в меньшей степени – в тундровых и других ландшафтах Сибири [1, 4–7, 9, 16, 17, 20, 27].

Наши исследования касаются почв специфических ландшафтных комплексов, распространенных на территории степной зоны юго-востока Восточно-Европейской равнины. Внешне они напоминают пятна-медальоны тундры из-за упорядоченных рядов микроповышений с голыми пятнами белой меловой породы, разделенных хорошо задернованными микропонижениями полигональной формы (рис. 1). В литературе эти объекты называют меловыми полигонами [21, 28, 35]. Они имеют небольшие по площади ареалы, но достаточно широко распространены в пределах Общего Сырта и Подуральского плато в России и Казахстане.



Рис. 1. Меловые полигоны: общий вид (А) и меловые пятна в центре микроповышения (Б), июнь 2020 г.

Наряду с признаками степного почвообразования в почвах меловых полигонов отчетливо прослеживаются признаки криогенных процессов [22, 42]. К последним можно отнести полигональность и упорядоченность микро рельефа, а также морфологические признаки, характеризующие собственно почвы, — клиновидность гумусовой толщи в микропонижениях, мозаичность горизонтов, инволюции, интрузии мелового материала, плитчатую оструктуренность. На микроуровне в шлифах хорошо выражены плитчатые, линзовидные и округлые агрегаты, типичные для криогенных почв. Ранее был сделан вывод об унаследованности современного облика меловых ландшафтов и сочетании в них палеокриогенных признаков с признаками современных криогенных процессов [41].

В современном функционировании почв меловых полигонов особую роль, по-видимому, играют меловые интрузии, пронизывающие почвенную толщу и соединяющие подстилающие меловые породы с меловым пятном на поверхности. По физическим свойствам они заметно отличаются от вмещающего материала обилием разноразмерных меловых включений, их наибольшей окатанностью и изометричностью, а также максимально выраженной криогенной оструктуренностью [41].

Следует ожидать, что наблюдаемое латеральное чередование минеральных меловых участков (интрузий и пятен) и гумусированных почв в задернованных ложбинах будет сопровождаться пространственным варьированием теплопроводности и, как следствие, температурного режима почв комплекса. Это подтвердилось прикопками, сделанными в зимнее время. Материал меловой интрузии имел шлировую текстуру с горизонтальными плитками минеральной массы, разделенными линзами льда, в то время как материал микрозападины не был промерзшим (рис. 2).

Ранее различия в скоростях прогревания и промерзания различных участков комплексного почвенного покрова, обусловленные пространственной вариабельностью теплопроводности почв, были выявлены в почвах Владимирского ополья при отсутствии выраженного микро рельефа [5, 6].

Сочетание микро рельефа и изменчивости тепловых свойств почв в пределах комплексов, вероятно, должно демонстрировать еще более яркую пространственную неоднородность потоков тепла в почвах, создавая локально неоднородное температурное поле. Выявление особенностей формирования температурного режима почв на разных элементах микро рельефа поможет оценить различия в скорости прогревания и охлаждения почв комплекса и возникающие градиенты температуры. Эти градиенты определяют функционирование почв при выраженном микро рельефе, направление и интенсивность теплопереноса влаги и растворенных веществ между элементами комплекса, интенсивность современных криогенных процессов. В связи с этим было запланировано проведение лабораторного изучения теплопроводности почв меловых полигонов с последующим изучением их температурного режима при натурных исследованиях.

Данная работа отражает итоги исследований зависимости теплопроводности от влажности для характерных горизонтов в различных частях почвенного комплекса.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучены почвы траншеи, заложенной у с. Новопавловка Акбулакского района Оренбургской области (51°08'10" N, 55°37'16" E) на слабологом склоне юго-западной экспозиции, примыкающем к р. Акмола на абсолютной высоте около 185 м над уровнем моря (рис. 3).



Рис. 2. Меловой (А) и гумусовый (Б) горизонты в промерзшем состоянии.

Район работ расположен на крайнем юго-востоке Восточно-Европейской равнины в пределах возвышенных эрозионно-денудационных пластово-ярусных равнин Подуральского плато, расчлененных многочисленными реками и балками на небольшие по площади водораздельные массивы. Участок характеризуется близким залеганием и наличием выходов верхнемеловых отложений маастрихтского яруса [14]. Выходы верхнемеловых отложений представлены тонкодисперсным элювием мела (“меловой муки”) с включением дресвы, обломков мела, окаменевших остатков морских организмов. Мощность элювия не выдержана и колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров [28].

Климат континентальный (среднегодовая температура воздуха около 4°C) с холодной мало-снежной зимой (средняя температура воздуха в январе –15°C), жарким летом (средняя температура воздуха в июле +21°C) и значительным преобладанием испаряемости (800–900 мм) над осадками (260–390 мм). Основная часть осадков выпадает в период с мая по август. Максимум осадков отмечается в июле, минимум – в феврале. Продолжительность безморозного периода составляет около 140 дней. Глубина зимнего промерзания достигает 120–140 см, высота снежного покрова около 30 см. Зональный почвенный покров представлен черноземами, характерна комплексность почвенного и растительного покрова. В ботанико-географическом отношении изучаемая территория относится к зоне бедноразнотравных типчаково-ковыльных степей [10].

Подробное изучение меловых полигонов [22, 42] показало, что микрорельеф представлен правильными рядами округлых микроповышений размером 1,5–2 м с расстоянием между центрами соседних бугров 5–6 м, разделенных полигональ-

ной сетью ложбинообразных микропонижений глубиной 10–15 см и шириной около 30 см, расширяющихся в пересечениях до 1,5 м.

Классификация почв проведена с использованием WRB [40]. Морфологическое описание выполнено в соответствии с Руководством по описанию почв [39].

Почвенный покров организован в комплексы, сочетающие Rendzic Calcaric Phaeozem в микрозападине, Calcaric Regosol (Ochric) на микросклоне и Calcaric Regosol на микроповышении [41].

В почвах комплекса можно выделить три основных слоя: темно-серые и серые гумусированные горизонты (А); буровато-палевая толща (АС) со следами турбаций (@) и белая меловая толща подстилающих пород, проникающая на дневную поверхность в виде изогнутых интрузий (R') (рис. 4).

Образцы для лабораторных исследований отбирали из представительных горизонтов по элементам микрорельефа (рис. 4). Монолиты ненарушенного сложения вырезали из почвы в вертикальном направлении с помощью металлических цилиндров высотой 10 см и диаметром 4 см. Дополнительно отбирали насыпные образцы для определения основных свойств почвы. Из минеральных горизонтов, насыщенных крупноземом, вырезать монолиты не представлялось возможным, поэтому для этих горизонтов цилиндры набивали насыпным материалом.

Температуропроводность измеряли в лаборатории методом регулярного режима [36, 44]. Почвенные образцы в металлических цилиндрах, предварительно выдержанные при комнатной температуре около 23°C, герметично закрывали, помещали в жидкостный циркуляционный термостат с температурой воды 27°C и измеряли скорость нагревания почвы. Для каждого из девяти образцов провели измерения при влажности отбора и после капил-

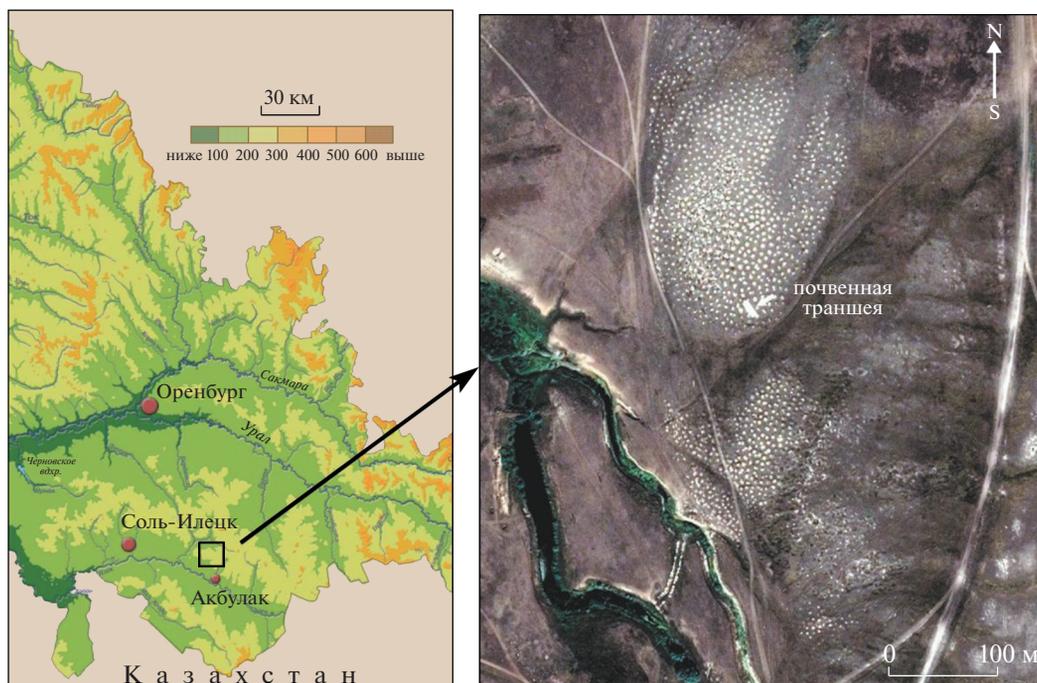


Рис. 3. Расположение ключевого участка на карте и космическом снимке.

лярного подпитывания. Затем образцы насыщали под напором до появления “зеркала” на поверхности и последовательно измеряли скорость прогревания каждого образца при 14–18 значениях влажности, постепенно подсушивая почву до воздушно-сухого состояния. Подробное описание методики получения зависимости температуропроводности от влажности приведено в работе [4].

Для каждого образца определяли рН водной суспензии потенциометрически, сумму солей в водной вытяжке при соотношении почва : вода 1 : 5 [31], плотность почвы термовесовым методом, гранулометрический состав пипет-методом с предварительной пирофосфатной дисперсацией [36]. Содержание общего углерода определяли на анализаторе АН-7529 методом сухого сжигания в токе кислорода [23, 45], содержание неорганического углерода – автоматическим титрованием при разложении соляной кислотой, на этом же приборе. Содержание органического углерода рассчитывали, вычитая содержание неорганического углерода из содержания общего углерода. Эквивалентное содержание  $\text{CaCO}_3$  рассчитывали, исходя из доли неорганического углерода в относительной молекулярной массе карбоната кальция.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Почвы комплекса характеризуются высокой пространственной вариабельностью гранулометрического состава, в основном за счет варьирования содержания крупнозема и физической глины

при общем низком содержании песчаной фракции (табл. 1).

По содержанию крупнозема горизонты разделяются на 3 группы в соответствии с классификацией Н.А. Качинского: слабокаменистые (0.5–5%), среднекаменистые (5–10%) и сильнокаменистые (более 10%) [8]. К сильнокаменистым горизонтам относятся криотурбированные внедрения подстилающего мела (интрузии) и места их выхода на дневную поверхность, образующие меловые пятна, а также прилегающая к ним верхняя часть гумусового горизонта на микросклоне. Среднекаменистой является верхняя часть гумусового горизонта микрозападины; слабокаменистыми – криотурбированные почвенные горизонты  $\text{AC@}$ , а также нижняя часть гумусового горизонта микрозападины.

По содержанию физической глины также можно выделить 3 группы: криотурбированные горизонты  $\text{AC@}$  с высоким содержанием физической глины до 73–80%, которые по классификации Н.А. Качинского относятся к легким и средним пылеватым глинам [36]; верхние части гумусовых горизонтов А с содержанием физической глины 61–63%, характерным для легких глин, и внедрения подстилающего мела  $\text{R'@}$  с широким диапазоном содержания физической глины от 33 до 53%, что соответствует средним и тяжелым суглинкам.

Плотность почвы наименьшая в верхней части гумусового горизонта микрозападины ( $1.07 \text{ г/см}^3$ )



**Таблица 2.** Свойства исследованных почв: плотность образца в состоянии капиллярного насыщения ( $\rho_b$ ), содержание органического углерода ( $C_{орг}$ ), эквивалентное содержание  $CaCO_3$ , сумма водорастворимых солей ( $\Sigma_{вс}$ ), средняя толщина плиток почвы ( $Tп$ ), температуропроводность в воздушно-сухом состоянии ( $\kappa_{вс}$ ), при влажности отбора образцов ( $\kappa_{оо}$ ), при влажности капиллярного насыщения ( $\kappa_{кн}$ ), влажности после насыщения под напором ( $\kappa_{нн}$ )

Горизонт, глубина отбора, см	№ образца	$\rho_b$ , г/см <sup>3</sup>	$C_{орг}$	$CaCO_3$	$\Sigma_{вс}$	$Tп$ , мм	$\kappa_{вс}$	$\kappa_{оо}$	$\kappa_{кн}$	$\kappa_{нн}$
			%				$\times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$			
Rendzic Calcaric Phaeozem, микропонижение										
A, 5–15	1	1.07	3.6	57.0	0.31	0	1.53	2.41	2.76	2.65
A, 43–53	2	1.14	1.3	70.3	0.50	0	1.82	2.41	2.71	2.88
Calcaric Regosol (Ochric), микросклон										
A, 3–13	3	1.34	1.8	70.7	0.64	0	2.47	3.17	3.88	3.23
AC@, 15–25	4	1.18	0.8	79.0	0.64	1	1.76	2.82	2.65	3.00
R'@, 35–45	5*	1.48	0	92.7	0.26	5	2.65	–	3.28	5.06
Calcaric Regosol, микроповышение										
R'@, 0–10	6*	1.38	0	84.7	0.88	2	2.06	–	4.29	4.18
R'/AC@, 10–20	7	1.53	0	86.9	0.73	2	2.00	4.35	4.29	3.29
AC@, 40–50	8	1.29	0.4	77.8	0.32	2	1.88	2.82	2.82	2.94
AC@, 57–67	9	1.47	0	84.7	0.17	2	2.12	4.70	3.18	3.41

\* Набивные образцы.

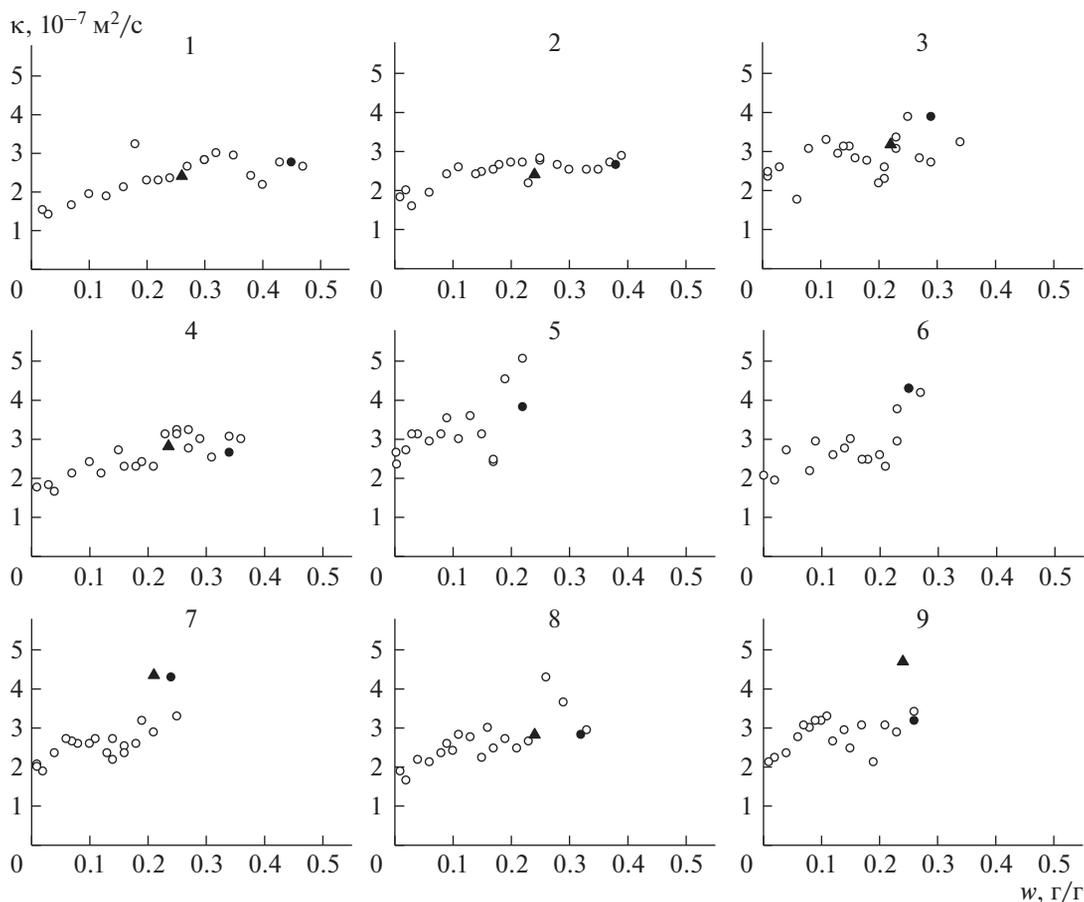
Изменчивость основных почвенных свойств в пределах комплекса сопровождается значительной пространственной вариабельностью температуропроводности почв, которая при влажности отбора образцов менялась от  $2.41 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  в микропонижении до  $4.70 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  в нижней части профиля на микросклоне. В воздушно-сухом состоянии минимальное значение температуропроводности для образцов ненарушенного сложения ( $1.53 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ) получено для образца 1 (приповерхностный горизонт микрозападины); максимальное ( $2.47 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ) – для образца 3 (верхняя часть почвы микросклона). Различия в температуропроводности образцов 1 и 3 более чем в 1.6 раза можно объяснить значительной разницей между ними в плотности почвы и в содержании органического вещества.

С увеличением влажности температуропроводность всех исследованных горизонтов возрастает, причем этот рост наиболее выражен в образцах с большим содержанием мелового материала и крупнозема (рис. 5). В исследованном диапазоне влажности отношение максимальной полученной температуропроводности к минимальной варьирует в пределах от 1.8 (образец 2) до 2.3 (образцы 1, 7, 8). В целом меловой материал обладает более высокой температуропроводностью, чем гумусированные горизонты. Помимо плотности и содержания органического вещества ключевую роль в формировании этих расхождений играет текстура (гранулометрический состав) исследованных почв, в частности, содержание крупнозе-

ма, который способствует увеличению температуропроводности почвы благодаря быстрому переносу тепла в отдельных минеральных зернах и крупных обломках породы.

Говоря о характере полученных кривых, следует отметить выраженный разброс экспериментальных точек относительно тренда, что можно объяснить наличием крупнодисперсных включений и плитчатостью структурных отдельностей и, следовательно, недостаточной гомогенностью использованных образцов. В процессе очередного измерения влага за счет термпереноса перемещается внутри образца, формируя новые водные пробки, расположение которых не совпадает с тем, которое было при предыдущем измерении. Это приводит к изменению путей конвективного переноса тепла, незаметное в относительно гомогенных образцах, но приводящее к более или менее выраженным скачкам последовательно измеренных значений температуропроводности в случае выраженно гетерогенных образцов.

Форма зависимостей температуропроводности от влажности различна для гумусированных и меловых горизонтов. Для гумусированных горизонтов (образцы 1–4) получены кривые с выполаживанием, характерные для глинистых почв. Меловые горизонты демонстрировали рост температуропроводности практически во всем диапазоне влажности; в ряде случаев некоторое выполаживание кривой в диапазоне влажности 0.15–0.20 г/г сменялось резким ростом при более высоких значениях влажности (набивные образ-



**Рис. 5.** Зависимости температуропроводности ( $\kappa$ ) от влажности ( $w$ ), полученные в режиме постепенного иссушения образцов после насыщения под напором (белые символы). Черными треугольниками отмечена температуропроводность при влажности отбора образцов 18.10.2019; черными кружками – температуропроводность при капиллярном насыщении. Номера образцов как в табл. 2.

цы 5–6 и образец ненарушенного сложения 7). Мы предполагаем, что данный эффект обусловлен особенностями строения порового пространства исследованных почв, которое благоприятствует интенсивному конвективному переносу тепла в области высоких значений влажности.

Корреляционный анализ подтвердил, что ключевую роль в формировании выявленных расхождений в температуропроводности исследованных

горизонтов играет плотность почвы, а также содержание органического вещества (табл. 3), что соответствует ранее выявленным закономерностям [43, 46–48].

Наблюдается определенная связь между температуропроводностью и гранулометрическим составом почв, что согласуется с другими исследованиями [2, 11, 15, 37, 38]. При этом в почвах меловых полигонов основную роль играет содержание

**Таблица 3.** Коэффициенты корреляции между температуропроводностью почв при различной влажности и основными свойствами почвы. Объем выборки для  $\kappa_{\text{оо}}$  – 7, для  $\kappa_{\text{вс}}$ ,  $\kappa_{\text{кн}}$ ,  $\kappa_{\text{нн}}$  – 9. Обозначения аналогичны табл. 1 и 2

Свойства	$\rho_b$	$\text{CaCO}_3$	$C_{\text{орг}}$	>1 мм	<0.001 мм	Тп, мм
$\kappa_{\text{вс}}$	0.71	0.60	–0.46	0.46	–0.54	0.60
$\kappa_{\text{оо}}$	0.93	0.77	–0.66	0.15	–0.45	0.70
$\kappa_{\text{кн}}$	0.69	0.44	–0.38	0.66	–0.61	0.21
$\kappa_{\text{нн}}$	0.65	0.75	–0.57	0.75	–0.75	0.86

крупнозема и илистой фракции. Следует отметить высокие значения коэффициента корреляции температуропроводности с содержанием мела в почвенном материале и толщиной плитчатых отдельностей, в особенности полученные для влажных почв после насыщения под напором.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температуропроводность почв меловых полигонов Подуральского плато нелинейно возрастает с увеличением влажности почвы. Форма кривых зависит от свойств почв: температуропроводность гумусовых горизонтов замедляет свой рост по мере увеличения влажности почвы, в то время как для минеральных горизонтов характерен выраженный рост и при высоких значениях влажности. Температуропроводность горизонтов тем больше, чем больше их плотность, содержание мела, крупнозема и толщина плитчатых отдельностей. Горизонты с повышенным содержанием гумуса и илистой фракции обладают более низкой температуропроводностью. В связи с этим наблюдается латеральная изменчивость температуропроводности: наименьшие значения характерны для Phaeozem в микропонижениях, а наибольшие для Regosol на микроповышениях и микросклонах.

Лабораторные исследования подтвердили предположение о наличии существенных различий в температуропроводности почв комплекса. Вместе с тем следует признать, что свойства почв не являются единственным фактором, полностью определяющим их температурный режим. Значительную роль играют потоки тепла между почвой и атмосферой, которые в первую очередь зависят от экспозиции поверхности почвы, наличия растительности, затрат тепла на испарение, обусловленных влажностью почвы, а в зимний период — от мощности снежного покрова. Поэтому полученные данные не позволяют сделать однозначных выводов о расхождении в температурных режимах почв комплекса, но безусловно являются веским аргументом в пользу продолжения исследований в данном направлении.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках темы НИР ИС УрО РАН АААА-А21-121011190016-1, темы НИР Почвенного института им. В.В. Докучаева АААА-А19-119081690029-4. Лабораторные работы выполнены при поддержке грантов РФФИ № 19-04-01298 и 20-05-00556.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушкино, 1995. 318 с.
2. Архангельская Т.А. Параметры зависимости температуропроводности минеральных почв от влажности для различных текстурных классов // Почвоведение. 2020. № 1. С. 44–55. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20010037>
3. Архангельская Т.А. Температурный режим комплексного почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2012. 282 с.
4. Архангельская Т.А. Температуропроводность серых лесных почв Владимирского ополья // Почвоведение. 2004. № 3. С. 332–342.
5. Архангельская Т.А., Бутылкина М.А., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Свойства и функционирование пахотных почв палеокриогенного комплекса Владимирского ополья // Почвоведение. 2007. № 3. С. 261–271.
6. Архангельская Т.А., Губер А.К., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Температурный режим комплексного почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2005. № 7. С. 832–843.
7. Большаков А.Ф. О тепловом режиме почв // Проблемы советского почвоведения. 1941. № 12. С. 119–133.
8. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
9. Васильевская В.Д., Караваева Н.А., Наумов Е.М. Формирование структуры почвенного покрова полярных областей // Почвоведение. 1993. № 7. С. 44–55.
10. Географический атлас Оренбургской области. Оренбург: Институт степи УрО РАН, РГО, 2020. 160 с.
11. Герайзаде А.П. К вопросу о линейной зависимости коэффициента температуропроводности от механического состава почв // Почвоведение. 1974. № 10. С. 120–123.
12. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.
13. Горячкин С.В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 413 с.
14. Государственная геологическая карта СССР. М-40. 1946.
15. Димо В.Н. К вопросу о зависимости между температуропроводностью и влажностью почв // Почвоведение. 1948. № 12. С. 729–734.
16. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972. 360 с.
17. Димо Н.А., Келлер Б.А. Полупустынные почвенные образования юга Царицынского уезда. Их генезис и морфология // В области полупустыни. Саратов: Изд-во Саратовского губернского земства, 1907. Ч. 1. 318 с.
18. Дмитриев Е.А. К генезису почв и почвенного покрова Владимирского ополья вблизи Суздаля //

- Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2000. № 1. С. 3–9.
19. Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесных биогеоценозах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 312 с.
  20. Келлер Б.А. К вопросу о сравнительной температуре почв в комплексах и мокрых солонцах полупустыни // Тр. Тифлисского бот. сада. 1913. Вып. XII. Кн. 2. С. 7–113.
  21. Климентьев А.И., Чибилев А.А., Блохин Е.В., Грошев И.В. Красная книга почв Оренбургской области. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 295 с.
  22. Ковда И.В., Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Левыкин С.В., Петрищев В.П., Яковлев И.Г., Норейка С.Ю., Ряхов Р.В. Криогенные признаки в почвах меловых полигонов Оренбургской области // Почвы в биосфере. Томск, 2018. С. 37–41.
  23. Козут Б.М., Большаков В.А., Фрид А.С., Краснова Н.М., Бродский Е.С., Кулешов В.И. Аналитическое обеспечение мониторинга гумусового состояния почв. М.: Изд-во РАСХН, 1993. 73 с.
  24. Козловский Ф.И. Варьирование засоленности и ее факторов внутри ЭПА солонцов // Структура почвенного покрова и использование почвенных ресурсов. М.: Наука, 1978. 216 с.
  25. Козловский Ф.И. Пути и перспективы дальнейшего развития концепции структуры почвенного покрова // Почвоведение. 1992. № 4. С. 5–14.
  26. Козловский Ф.И. Современные естественные и антропогенные процессы эволюции почв. М.: Наука, 1991. 196 с.
  27. Куликов А.И. Пространственные мерзлотно-гидротермические микроконтрасты в почвенном покрове // Почвоведение. 1997. № 4. С. 505–509.
  28. Михно В.Б. Меловые ландшафты Восточно-Европейской равнины. Воронеж: Петровский сквер, 1992. 232 с.
  29. Остроумов В.Е., Макеев О.В. Температурное поле почв: закономерности развития и почвообразующая роль. М.: Наука, 1985. 192 с.
  30. Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск, 2004. 288 с.
  31. Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
  32. Фридланд В.М. Структуры почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984. 235 с.
  33. Фридланд В.М., Сорокина Н.П., Кальван В.К. Исследование структуры почвенного покрова на уровне элементарных почвенных ареалов и его значение // Структура почвенного покрова и использование почвенных ресурсов. М.: Наука, 1978. С. 79–91.
  34. Худяков О.И. Криогенез и почвообразование. Пушкино, 1984. 196 с.
  35. Чибилев А.А., Мусухин Г.Д., Павлейчик В.М., Петрищев В.П., Сивохин Ж.Т. Геологические памятники природы Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 2000. 400 с.
  36. Шейн Е.В., Архангельская Т.А., Гончаров В.М., Губер А.К., Початкова Т.Н., 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.
  37. Abu-Hamdeh N.H. Thermal properties of soils as affected by density and water content // Biosystems Engineering. 2003. V. 86(1). P. 97–102. [https://doi.org/10.1016/S1537-5110\(03\)00112-0](https://doi.org/10.1016/S1537-5110(03)00112-0)
  38. Arkhangel'skaya T., Lukyashchenko K. Estimating soil thermal diffusivity at different water contents from easily available data on soil texture, bulk density, and organic carbon content // Biosystems Engineering. 2018. V. 168. P. 83–95. <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2017.06.011>
  39. Guidelines for Soil Description (4th edition), FAO, Rome, 2006.
  40. IUSS Working Group W.R.B., FAO, Rome, 2015
  41. Kovda I., Polyakov D., Ryabukha A., Lebedeva M., Khaydapova D. Microrelief and spatial heterogeneity of soils on limestone, SubUral plateau, Russia: attributes and mechanism of formation // Soil Till. Res. 2021. V. 209. P. 104931. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104931>
  42. Kovda I., Ryabukha A., Polyakov D. Cryogenic processes in soils of chalky landscapes in steppe zone south of the Orenburg region // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2019. V. 368. P. 012026. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012026>
  43. Matyshak G.V., Goncharova O.Y., Moskalenko N.G., Walker D.A., Epstein H.E., Shur Y. Contrasting Soil Thermal Regimes in the Forest-Tundra Transition Near Nadym, West Siberia, Russia // Permafrost and Periglacial Processes. 2015. V. 28(1). P. 108–118. <https://doi.org/10.1002/ppp.1882>
  44. Parikh R.J., Havens J.A., Scott H.D. Thermal diffusivity and conductivity of moist porous media // Soil Sci. Soc. Am. J. 1979. V. 43. P. 1050–1052.
  45. Schumacher B.A. Methods for the determination of total organic carbon (toc) in soils and sediments. Ecological Risk Assessment Support Center, Las Vegas, 2002.
  46. Tong B., Kool D., Heitman J.L., Sauer T.J., Gao Z., Horton R. Thermal property values of a central Iowa soil as functions of soil water content and bulk density or of soil air content // Eur. J. Soil Sci. 2019. V. 71(2). P. 169–178. <https://doi.org/10.1111/ejss.12856>
  47. Usowicz B., Łukowski M.I., Rüdiger C., Walker J.P., Marczewski W. Thermal properties of soil in the Murrumbidgee River Catchment (Australia) // Int. J. Heat and Mass Transfer. 2017. V. 115. P. 604–614. <https://doi.org/10.1016/j.ijheatmasstransfer.2017.08.021>
  48. Zhu D., Ciais P., Krinner G., Maignan F., Puig A.J., Huguenin G. Controls of soil organic matter on soil thermal dynamics in the northern high latitudes // Nat Commun. 2019. V. 10. P. 3172. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11103-1>

## Thermal Diffusivity of Cryomorphic Soils of Steppe Complexes on Limestone

D. G. Polyakov<sup>1, \*</sup>, T. A. Arkhangelskaya<sup>2</sup>, A. G. Ryabukha<sup>1</sup>, and I. V. Kovda<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Steppe, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, 460000 Russia*

<sup>2</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>3</sup>*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: polakovdg@yandex.ru*

Thermal diffusivity of cryomorphic soils formed on limestone in Orenburg oblast was studied. Soils were identified as cryomorphic basing on morphological features such as: polygonal microrelief, ground ice wedges, involutions, accumulations of coarse fraction, and platy soil structure. Complex soilscape is presented by Calcaric Regosols at microhighs, Calcaric Regosols (Ochric) at microslopes and Rendzic Calcaric Phaeozems in microdepressions. Soils are characterized by high spatial variability of main physical properties: soil texture varies from sandy loams to clays, soil bulk density – from 1.07 to 1.53 g/cm<sup>3</sup>. The objective of present study was to investigate the soil thermal diffusivity vs. water content dependencies for different horizons of soils representing the studied complex. The unsteady-state method was applied to samples with different water contents from the maximal one after saturating samples under pressure to that corresponding to air-dry soil. Relatively low thermal diffusivity from  $1.53 \times 10^{-7}$  to  $2.88 \times 10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s is typical for humus horizons in microdepression; soil horizons at microslope and microhigh demonstrate higher thermal diffusivity, namely, from  $1.76 \times 10^{-7}$  to  $5.06 \times 10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s. Soil thermal diffusivity correlates positively with bulk density, platy aggregates thickness, content of limestone fragments (gravel and stones) and correlates negatively with organic matter and clay contents.

*Keywords:* microrelief, paleocryogenesis, complex soilscape, spatial variability, soil texture, platy structure, gravel

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

УДК 631.439

### ВЛИЯНИЕ ТИПА ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ НА ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧЕРНОЗЕМОВ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2021 г. И. Н. Курганова<sup>а</sup> \*, В. О. Лопес де Гереню<sup>а</sup>, Е. Н. Смоленцева<sup>б</sup>,  
М. П. Семенова<sup>с</sup>, В. И. Личко<sup>а</sup>, Б. А. Смоленцев<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская обл., 142290 Россия

<sup>б</sup>Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, пр. Академика Лаврентьева, 8/2, Новосибирск, 630090 Россия

<sup>с</sup>Российский университет дружбы народов, экологический факультет,  
ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 119198 Россия

\*e-mail: ikurg@mail.ru

Поступила в редакцию 07.03.2021 г.

После доработки 31.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Система землепользования и агротехнические приемы оказывают значительное влияние на агрегатный состав и многие физические свойства почв. Приведена сравнительная оценка плотности, наименьшей влагоемкости (НВ) в образцах нарушенного сложения и агрегатного состава (метод сухого просеивания) черноземов глинисто-иллювиальных элювиированных (Luvic Greyzemic Chernozem), расположенных на территории Предалтайской лесостепной почвенной провинции в Западной Сибири и сформированных под длительно используемой и новоосвоенной пашней, 27-летней залежью и целинной степной растительностью. На каждом участке были отобраны по 3 смешанных образца из следующих слоев гумусового горизонта: 0–5, 5–10, 10–20 и 20–30 см. Влияние землепользования отразилось на изменении плотности только в верхнем 0–5 см слое, разуплотнение которого в течение 27-летнего залежного режима было статистически значимым. Различия по плотности между двумя пахотными участками и между залежью и целиной не были достоверными. Изменение величины НВ изученных почв в зависимости от землепользования проявлялось в слое 0–20 см. За 6 лет использования залежи под посевы зерновых, ее агрегатный состав стал практически идентичным таковому на старопашотном участке. На основании количества агрономически ценных агрегатов и значения коэффициента структурности агрегатное состояние всех изученных почв можно оценить как отличное. Таким образом, черноземы глинисто-иллювиальные лесостепной зоны Западной Сибири в условиях длительного использования под посевы сельскохозяйственных культур проявляют высокую степень устойчивости и сохраняют природную комковато-зернистую структуру.

*Ключевые слова:* агрегатный состав почв, структура почв, водно-физические свойства почв, изменение землепользования, чернозем глинисто-иллювиальный элювиированный, Luvic Greyzemic Chernozem

DOI: 10.31857/S0032180X21090045

#### ВВЕДЕНИЕ

Являясь эталоном почв, черноземы лесостепной и степной зон в их целинном или залежном состоянии характеризуются мощным гумусовым горизонтом, достаточной обеспеченностью питательными элементами, высокой водоудерживающей способностью и водостойчивой комковато-зернистой структурой, которая создает оптимальный водно-воздушный режим и способна противостоять как водной эрозии, так и механическим воздействиям [13–15]. На черноземных почвах нашей страны размещено более половины пахотных угодий и производится около двух третей всей сельскохозяйственной продукции [40, 41]. След-

ствием длительной агрогенной эволюции черноземов является их дегумификация и дезагрегация [5, 31, 34], ведущие к переуплотнению пахотного слоя и образованию плужной подошвы [15, 21]. Восстановлению и сохранению уникальных свойств черноземных почв способствует их перевод в залежное состояние [18, 20, 46]. Именно эти процессы выведения почв из сельскохозяйственного использования были широко распространены в черноземной зоне России в эпоху экономического кризиса в начале 90-х годов прошлого столетия [18, 53]. Начиная с 2005 г., в нашей стране и на всей территории постсоветского пространства начался обратный процесс активного вовлечения

этих стихийно заброшенных почв, и в первую очередь черноземов, в сельскохозяйственное производство [16]. Так, согласно данным официальной статистики, площадь посевных площадей в Российской Федерации с 2005 по 2019 гг. увеличилась на 4 млн га [24]. Сегодня площадь вновь освоенных залежных земель в Центральном Черноземье составляет около 1.7 млн га, в Южном федеральном округе — 0.7 млн га, в Северо-Кавказском и Приволжском федеральном округах — более 1.0 млн га.

При повторном вовлечении залежных почв в обработку, как правило, происходит ухудшение их структурного (агрегатного) состояния и других физических свойств [14, 20, 43]. Таким образом, агрегатный состав почв — это динамическая характеристика, на которую в значительной степени влияют особенности землепользования [27, 28, 43] и агротехнические приемы [36, 54]. От почвенной структуры зависит динамика органического вещества (ОВ) в почве [39, 47, 64], и наоборот, содержание ОВ и режим его поступления в свою очередь влияют на агрегатное состояние почв [11, 58, 59]. Таким образом, изучение структуры почв имеет важное значение с точки зрения регулирования круговорота углерода в почвах и увеличения их углерод-депонирующего потенциала. Кроме того, почвенная структура, наряду с другими свойствами, определяет, насколько быстро вода и воздух проникают в почву и движутся через нее, что влияет на доступность почвенных ресурсов для растений и на среду обитания для микроорганизмов [30, 44, 47]. Размер почвенных агрегатов также оказывает существенное влияние на таксономический состав и функциональное состояние микробиома в целом [6]. Все вышесказанное определяет высокую степень актуальности изучения почвенной структуры и связанных с нею других физических свойств почвы.

Влияние землепользования на структурное состояние и другие физические характеристики почв наиболее исследовано на примере типичных черноземов Курской области [11, 20, 48–50, 55], обыкновенных и южных черноземов Оренбуржья [25–27]. Значительно меньше внимания уделялось изучению агрегатного состава и других физических свойств черноземных почв в условиях различного землепользования в лесостепной зоне Западной Сибири. Исследования, посвященные влиянию агрогенных и постагрогенных трансформаций на физические свойства черноземов этого региона, в последние 20 лет практически не проводились. Вместе с тем черноземы Предалтайской провинции Западной Сибири характеризуются более легким, преимущественно среднесуглинистым гранулометрическим составом [36], в отличие от черноземов европейской части России, сформированных преимущественно на тяжелых суглинках и глинах [17, 41]. В них также, как и в восточно-европейских черноземах, суммарно преоблада-

ют крупно-пылеватая и илистая фракции, однако содержание фракции крупной пыли больше, а ила наоборот — меньше. Такая региональная особенность гранулометрического состава черноземов Западной Сибири и их агрогенных аналогов, отражается на комплексе физических свойств этих почв и обуславливает их специфику по сравнению с черноземами европейской части России [36].

На сегодняшний момент для всех регионов распространения черноземов злободневными как в теоретическом, так и практическом отношении являются вопросы: 1 — насколько длительным должно быть состояние залежи для восстановления структуры и других физических характеристик черноземов и 2 — как быстро происходит дезагрегация и уплотнение пахотного горизонта залежных черноземов при повторной распашке.

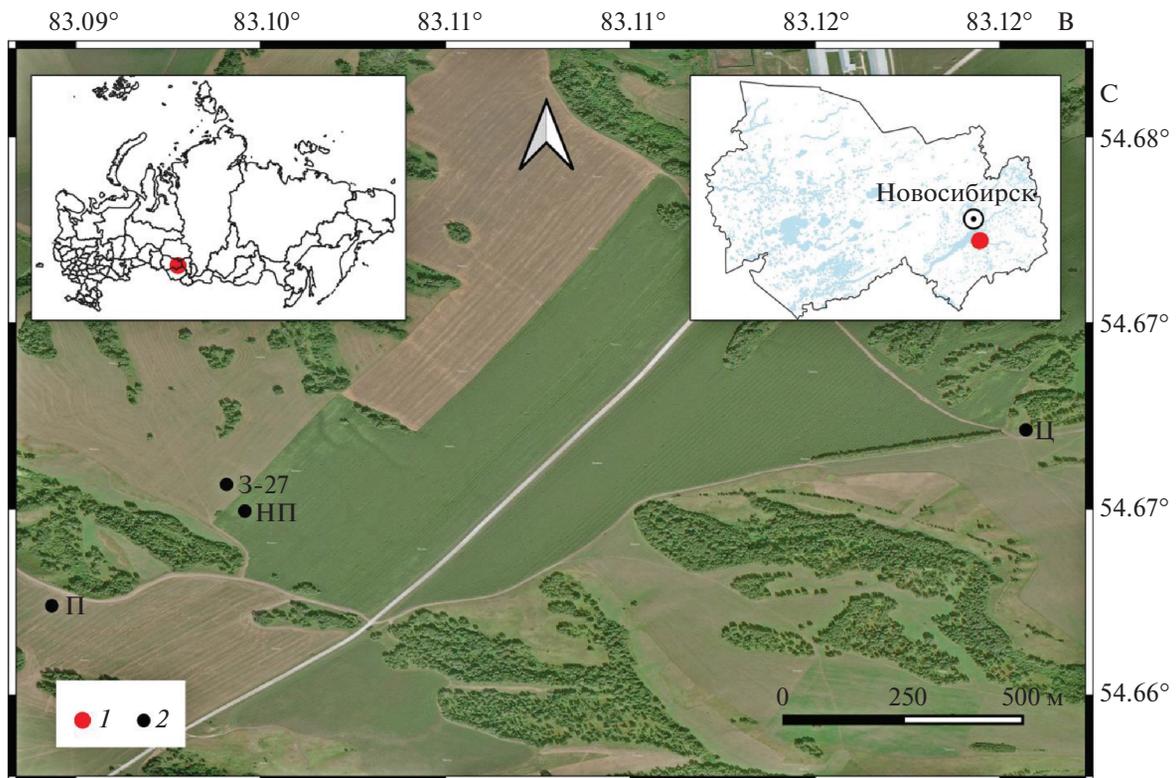
В связи с этим цель представляемого исследования заключалась в сравнительной оценке агрегатного состояния, плотности и наименьшей влагоемкости черноземов глинисто-иллювиальных, сформированных под длительно используемой и новоосвоенной пашней, старовозрастной залежью и целинной степной растительностью в лесостепной зоне Западной Сибири.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Природно-климатические условия, растительность и почвы.** Исследования проводили в лесостепной зоне Западной Сибири (Искитимский район, Новосибирская область). По почвенно-экологическому районированию эта территория относится к Предалтайской лесостепной почвенной провинции [8], в почвенном покрове которой преобладают черноземы глинисто-иллювиальные и миграционно-мицелярные и их агрогенные аналоги [29]. Почвенный покров провинции характеризуется значительной агрогенной трансформацией: доля пашни составляет 48–61% от общей площади территории провинции [8].

Геоморфологически территория представляет собой возвышенную холмисто-увалистую равнину с высотными отместками по водоразделам 160–220 м над ур. м. [1]. Равнина сильно расчленена долинами малых рек и ручьев, оврагами, логами и балками, что является ее характерной морфологической особенностью. Водораздельные пространства занимают от 15–20 до 25% от всей площади, имеют куполовидные и гребневидные формы; склоны сложные — прямые, выпуклые, вогнутые. Почвообразующие породы представлены ранне-поздне-неоплейстоценовыми лёссами [1].

Климат региона резко континентальный, среднегодовая температура воздуха за 50-летний период (1969–2018 гг.) составила 1.4°C, а среднегодовое количество осадков за тот же период



**Рис. 1.** Расположение объектов исследования на территории РФ (вверху слева) и в Новосибирской области (вверху справа) и на местности (космический снимок свободного доступа Yandex Satellit): 1 – исследуемый участок, 2 – места отбора проб (здесь и далее: П – пашня, НП – новоосвоенная пашня, З-27 – залежь 27 лет, Ц – целина).

равнялось 639 мм [3]. Среднеголетняя годовая амплитуда температур воздуха составляет около 37°C, с минимальным значением в январе (–17.5°C), а максимальным – в июле (19.4°C). Летний гидротермический коэффициент Селянинова в регионе проведения исследований составляет 1.11.

Отбор почвенных проб проводили летом 2020 г. на участках различного землепользования, представляющих собой (рис. 1): 1 – старопахотный участок (П; 54.6628 N, 83.0931 E), засеянный ячменно-вико-овсяной смесью; 2 – залежь 27-летнего возраста (З-27; 54.6668 N, 83.0989 E), которая не возделывается с 1993 г. и на ней сформировался злаково-разнотравный луг с преобладанием вейника наземного (*Calamagrostis epigejos* (L.) Roth.); ковра безостого (*Bromus inermis* Leys.); ежи сборной (*Dactylis glomerata* L.); льнянки обыкновенной (*Linaria vulgaris* Mill.); горошка приятного (*Vicia amoena* Fisch); подмаренника белого (*Galium* L.); скерды сибирской (*Crepis ruprechtii* Boiss) и других видов; 3 – новоосвоенную пашню (НП; 54.6685 N, 83.1249 E) с посевами кукурузы, которая ранее была частью участка З-27 и которую вновь стали использовать под посевы 6 лет назад (с 2015 г.); 4 – целинный участок (Ц; 54.6628 N, 83.0931 E), представляющий собой бобово-разнотравно-злаковую луговую степь. До-

минирующие виды: вейник наземный (*Calamagrostis epigejos* (L.) Roth.); костер безостый (*Bromus inermis* Leys.); ежа сборная (*Dactylis glomerata* L.); льнянка обыкновенная (*Linaria vulgaris* Mill.); горошек приятный (*Vicia amoena* Fisch); зопник клубненосный (*Phlomis tuberosa* (L.) Moench); Скерда сибирская (*Crepis ruprechtii* Boiss); вьюнок полевой (*Convolvulus arvensis* L.); купырь лесной (*Anthriscus sylvestris* (L.) Hoffm.) и др.

На каждом участке были заложены полнопрофильные почвенные разрезы и выполнены их подробные морфологические описания, что позволило диагностировать [23] исследуемые почвы как агроземы темные глинисто-иллювиальные элювирированные (участки П и НП), чернозем глинисто-иллювиальный элювирированный (Ц) и чернозем глинисто-иллювиальный элювирированный постагрогенный (З-27). Согласно международной классификации [65], почвам участков П и НП соответствует Luvic Greyzemic Chernozem (Siltic, Aric), а почвам участков З-27 и Ц – Luvic Greyzemic Chernozem (Siltic). В рамках подходов “Классификации и диагностики почв СССР” [10] все почвы являются черноземами оподзоленными.

Исследование физических характеристик почв и их агрегатного состава проводили в пределах гуму-

Таблица 1. Общая характеристика изучаемых почв (слой 0–10 см)

Участок	Почва [9]	Формула профиля	Название почвы согласно WRB [65]	Песок/пыль/ил, %		C <sub>орг</sub> , г С/кг почвы	N <sub>общ</sub> , г N/кг почвы	pH <sub>KCl</sub>
				по Качинскому	WRB [65]			
П	Агрозем темный глинисто-иллювиальный элювированный	PU-BI-BCA-Cca	Luvic Greyzemic Chernozem (Siltic, Aric)	12/74/14	12/67/21	37.0 ± 0.8	3.21 ± 0.06	5.68
НП				13/78/9	13/71/16	38.0 ± 0.5	3.24 ± 0.05	5.60
3-27	Чернозем глинисто-иллювиальный элювиированный постагрогенный	AUd-AUra-BI-BCA-Cca	Luvic Greyzemic Chernozem (Siltic)	17/76/7	17/69/14	42.3 ± 1.4	3.66 ± 0.12	5.12
Ц	Чернозем глинисто-иллювиальный элювиированный	AUd-AU-BI-BCA-Cca	Luvic Greyzemic Chernozem (Siltic)	22/71 /7	22/64/14	54.6 ± 1.5	4.66 ± 0.12	5.68

сового горизонта, который представлен в агроземах (участки П и НП) агротемногумусовым (PU) горизонтом (табл. 1), в черноземе глинисто-иллювиальном (участок Ц) – темно-гумусовым (AU) задернованным в верхней части (слой 0–5 см) горизонтом, в черноземе глинисто-иллювиальном постагрогенном (участок 3-27) – темно-гумусовым постагрогенным (AUra) горизонтом, также имеющим пятисантиметровый дерновый горизонт с поверхности.

*Плотность почв* определяли в разрезах на глубинах 0–5, 5–10, 10–20 и 20–30 см в четырехкратной повторности. Образцы ненарушенной почвы отбирали буром известного объема (50.63 см<sup>3</sup>), затем высушивали в течение 6 ч при температуре 105°C и взвешивали с точностью до 0.01 г.

Для определения общих свойств почв, наименьшей влагоемкости (НВ) и агрегатного состава на каждом из четырех участков вблизи разреза в трех разных точках закладывали по 3 прикопки глубиной 50 см, из которых отбирали смешанные пробы из слоев 0–5, 5–10, 10–20 и 20–30 см. В общей сложности было сформировано 48 смешанных образцов по 350–400 г. В почвенных пробах естественной влажности слабым нажатием пальцами разминали крупные почвенные отдельности (>20–30 мм), выбирали корни и другие включения, и затем образцы подсушивали до воздушно-сухого состояния.

**Анализ общих свойств почв.** Содержание органического углерода (C<sub>орг</sub>) и общего азота (N<sub>общ</sub>) определяли в образцах, растертых до состояния пудры на автоматическом CHNS анализаторе (Leco, США) в трехкратной повторности. Определение величины pH проводили в образцах почв, просеянных через сито 2 мм, в 1M растворе KCl (соот-

ношение почва : раствор 1 : 2.5) на pH-метре Metler-Toledo (Швейцария). Гранулометрический состав определяли для каждого участка в смешанном образце из слоя 0–10 см методом пипетки с диспергацией пиррофосфатом натрия [33]. Содержание фракций песка, пыли и ила по WRB [65] в слое 0–10 см изученных почв определяли методом перерасчета результатов анализа гранулометрического состава [37].

*Определение наименьшей влагоемкости* проводили в образцах нарушенного сложения [4], отобранных послойно из прикопок и просеянных через сито диаметром 2 мм. Для этого использовали пластиковые трубочки с перфорированным дном, имеющие длину 18 см и внутренний диаметр 27 мм. Увлажнение почв проводили методом капиллярного насыщения до появления водного слоя на поверхности почвы и вытеснения пузырьков воздуха. Величина НВ соответствовала влажности почвы нарушенного сложения после полного насыщения образца влагой при свободном оттоке гравитационной воды.

*Структурный (агрегатный) анализ почв* проведен методом сухого просеивания по Саввинову [33]. Для этого образец почвы массой ~200 г встряхивали на ситах с диаметром отверстий 10, 5, 2 и 0.25 мм в течение 3 мин с использованием шейкера. Полученные фракции взвешивали с точностью 0.01 г и затем определяли весовую долю каждой фракции в исследуемом образце (M<sub>i</sub>, %). Агрономически ценными считаются агрегаты размерами 10–0.25 мм, поскольку именно они придают почвенной структуре ее уникальный вид и определяют почвенное плодородие [38]. Наиболее распространенными показателями, отражающими агрегатное состояние почв, являются

ся: доля агрономически ценных агрегатов (АЦА, %), средневзвешенный диаметр (СВД, мм) и коэффициент структурности ( $K_{стр}$ ), расчет которых базируется на результатах, полученных методом сухого просеивания [33].

СВД (мм) агрегатов для каждого слоя определяли с учетом доли каждой фракции в общей массе образца по формуле:

$$\text{СВД} = \sum_{i=0}^n \bar{x}_i M_i, \quad (1)$$

где  $M_i$  – весовой % фракции агрегатов со средним диаметром  $\bar{x}_i$ ,  $n$  – количество фракций [33].

$K_{стр}$  определяли как отношение (по массе) суммы агрегатов размером 0.25–10 мм к сумме агрегатов диаметром >10 и <0.25 мм:

$$K_{стр} = \frac{\Sigma(0.25-10 \text{ мм})}{\Sigma(>10 \text{ мм}, <0.25 \text{ мм})}. \quad (2)$$

Агрегатное состояние почвы считается отличным, если  $K_{стр} > 1.50$ , хорошим – при  $K_{стр} = 0.67-1.50$  и неблагоприятным – при  $K_{стр} < 0.67$  [33]. По содержанию АЦА агрегатное состояние почв относят к неудовлетворительному, если фракция 0.25–10 мм составляет <40%, хорошему – при доле АЦА 40–60% и отличному – при доле АЦА > 60% [33].

Статистическую обработку результатов и визуализацию данных проводили с использованием программы Microsoft Excel 2013 и Статистика 6. В таблицах и на графиках приведены средние значения и стандартная ошибка (SE). Все статистические процедуры выполняли при уровне значимости  $p = 0.05$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ

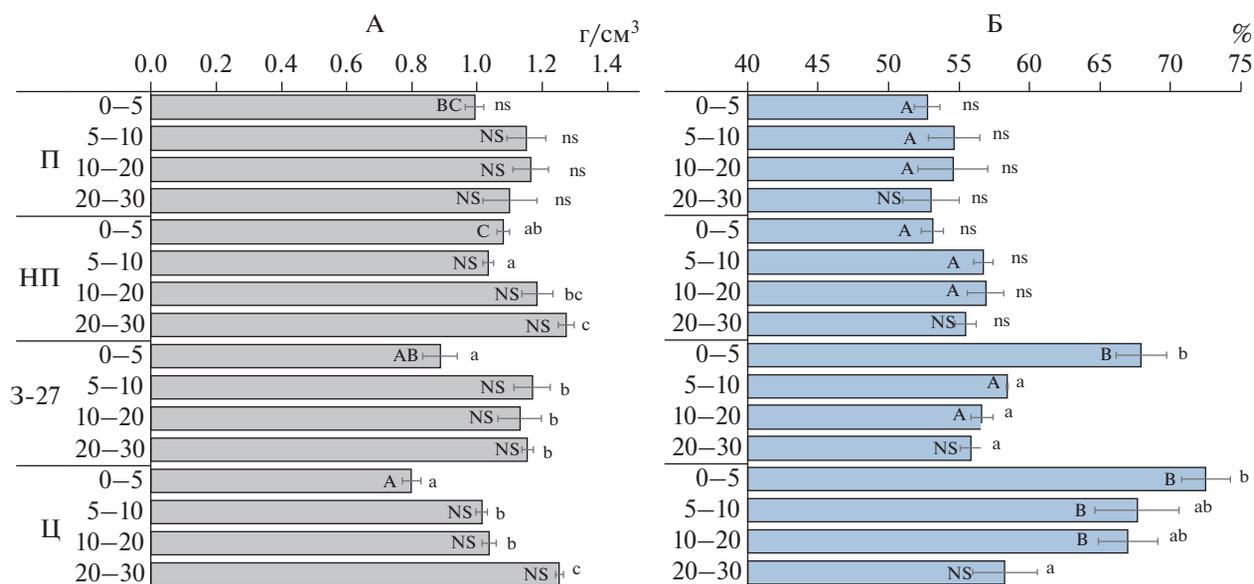
**Общая характеристика почв.** Все исследуемые почвы по классификации Качинского [33] относятся к среднесуглинистым крупнопылеватым (табл. 1). По международной классификации [65] гранулометрический состав (Soil Texture Class) в слое 0–10 см всех изученных почв соответствует суглинка пылеватому (silt loam). Значения  $pH_{KCl}$  в слое 0–10 см изменяются от 5.12 (на участке 3–27) до 5.60–5.68 в почвах всех остальных объектов. Содержание  $C_{орг}$  и  $N_{общ}$  в почвах старопахотного участка и новоосвоенной пашни составляет 37–38 г С/кг почвы и 3.2 г N/кг почвы. В почве целинного участка содержание этих элементов самое высокое (~55 г С/кг почвы и 4.7 г N/кг почвы), а почвы залежи занимают промежуточное положение.

**Плотность почв и наименьшая влагоемкость.** В пределах гумусового горизонта (0–30 см) самые низкие значения плотности (0.80–0.99 г/см<sup>3</sup>) на всех участках были характерны для слоя 0–5 см за

исключением новоосвоенной пашни (рис. 2, А). С глубиной плотность почв возрастала, достигая максимальных значений (1.04–1.27 г/см<sup>3</sup>) в слоях 10–20 или 20–30 см. И только в почвах 27-летней залежи максимальная плотность (1.17 г/см<sup>3</sup>) отмечалась на границе дернового горизонта (слой 5–10 см). В почве пахотного участка различия по плотности между отдельными слоями не были достоверными, а в почвах всех других участков с глубиной наблюдалось статистически значимое увеличение плотности. Влияние землепользования отразилось только на плотности верхнего (0–5 см) слоя, разуплотнение которого в течение 27-летнего залежного режима было статистически значимым. Вместе с тем различия по плотности между двумя пахотными участками и между залежью и целиной не были достоверными.

Для почв пахотных участков (П и НП) в пределах слоя 0–30 см были характерны самые низкие значения НВ (52.7–56.9%), а различия по глубине и в пределах одной глубины между почвами П и НП не были статистически значимыми (рис. 2, Б). В почвах залежного и целинного участков величина НВ была максимальной в верхнем 0–5 см слое (67.9–72.5%) и с глубиной достоверно уменьшалась до 55.8–58.2% в слое 20–30 см. Статистически достоверными были различия по величине НВ между целинной почвой и пахотными участками в слое 0–20 см. Величина НВ в слое 0–5 см в почве залежного участка достоверно не отличалась от таковой в целинном, а значения НВ в слое 5–30 см – от таковых в пахотных участках. Таким образом, тип землепользования не повлиял на величину НВ только в самом нижнем слое гумусового горизонта (20–30 см). Влагоемкость почв в равной мере зависит от содержания ОВ и гранулометрического состава [33]. Поскольку исследуемые почвы характеризуются близкой текстурой, то влияние на величину НВ главным образом оказывает обогащенность почв ОВ. Расчеты показали, что для всей выборки наших данных вариабельность величины НВ на 55% определялась содержанием  $C_{орг}$ , а для слоя 0–10 см доля объясненной дисперсии величины НВ составляла уже 79% (данные по содержанию  $C_{орг}$  в этой работе не приводятся).

Результаты двухфакторного дисперсионного анализа показали, что фактор “глубина” объяснял 43% дисперсии плотности почвы, а фактор землепользования отвечал только за 8.8% вариабельности этого показателя (табл. 2). Влияние изучаемых факторов было обратным в случае с величиной НВ, когда на факторы “глубина” и “землепользование” приходилось соответственно 10.6 и 55.7% объясненной дисперсии. Взаимодействие факторов отвечало за 21% дисперсии в случае обоих параметров.



**Рис. 2.** Изменение плотности (А) и наименьшей влагоемкости (Б) в гумусовом горизонте (слой 0–30 см) черноземов глинисто-иллювиальных в условиях различного землепользования. Маленькими буквами показаны значимые различия между слоями в пределах одного участка, заглавными – значимые различия между почвами разного землепользования в пределах одного слоя; ns (NS) – различия не значимы.

**Распределение агрегатов по фракциям.** Самой представительной фракцией в почвах всех изученных участков и на всех глубинах является фракция мелких макроагрегатов (0.25–2 мм), доля которой составляет от 31 до 42% (рис. 3). В почве старопахотного участка содержание этой фракции больше в верхнем (0–10 см) слое по сравнению с нижней частью гумусового слоя (10–30 см). На целинном участке тенденция обратная, и самая нижняя часть гумусового горизонта (20–30 см) обеднена мелкими макроагрегатами по сравнению с верхней частью. Почвы двух других участков (НП и 3–27) в отношении распределения фракции 0.25–2 мм в пределах гумусового горизонта не проявляли четких тенденций. Сумма крупных макроагрегатов (2–10 мм) самая представительная в почве залежи (36–41%), а в почвах всех других участков содержание этой фракции

варьировало в более широких пределах – от 30–32 до 37–40%. Доля пылеватой фракции (или микроагрегатов, <0.25 мм) в почвах целинного участка была выше (26–31%), чем во всех других почвах (22–28%), причем наиболее обогащены этой фракцией были слои 10–20 и 20–30 см. В новоосвоенной пашне вследствие механической обработки за 6 лет произошло увеличение доли микроагрегатов по сравнению с почвой залежного участка на 6.7 и 3.2% в слоях 0–5 и 5–10 см соответственно. По сравнению с почвой старопахотного участка в почве 27-летней залежи незначительно (на 1.8–2%) уменьшилось содержание микроагрегатов в слое 0–10 см, но при этом возросло содержание фракции 5–10 мм на 8.8 и 3.8% и фракции >10 мм на 2.2 и 0.7% в слоях 0–5 и 5–10 см соответственно.

**Таблица 2.** Влияние глубины и вида землепользования на плотность почвы и величину полной влагоемкости в пределах старопахотного горизонта (результаты двухфакторного дисперсионного анализа)

Фактор	Плотность почв			Наименьшая влагоемкость		
	<i>F</i>	<i>p</i>	$\eta^2$ , %	<i>F</i>	<i>p</i>	$\eta^2$ , %
Глубина (Г)	25.0	<0.0001	43.0	8.7	0.0002	10.6
Землепользование (З)	5.1	0.0038	8.8	45.7	<0.0001	55.7
Взаимодействие Г × З	4.0	0.0007	20.8	5.7	0.0001	20.7
Ошибка			27.5			13.0

Примечание. *F* – фактическое значение отношения Фишера, *p* – уровень вероятности;  $\eta^2$  – доля дисперсии (%), обусловленная каждым фактором и их взаимодействием (Г × З).

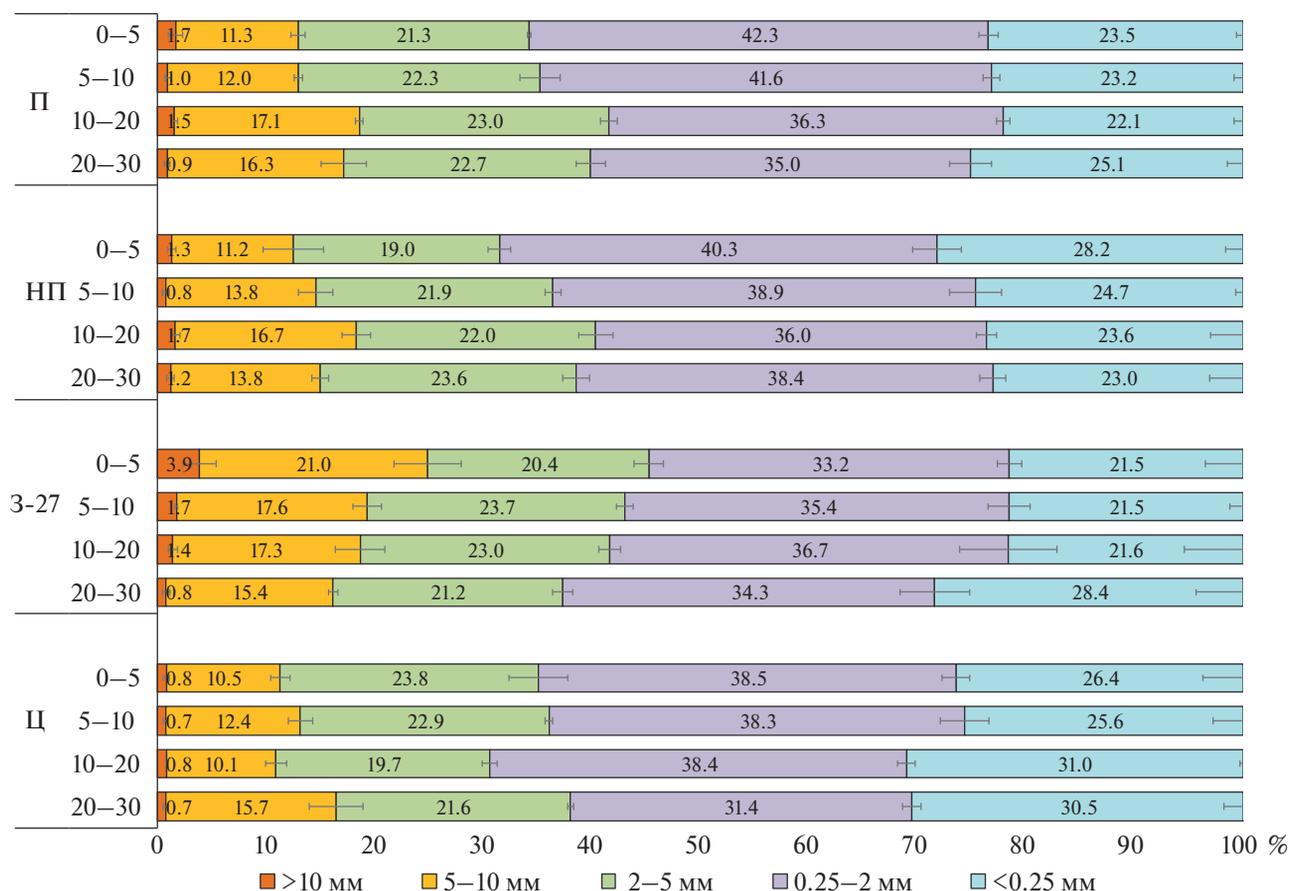


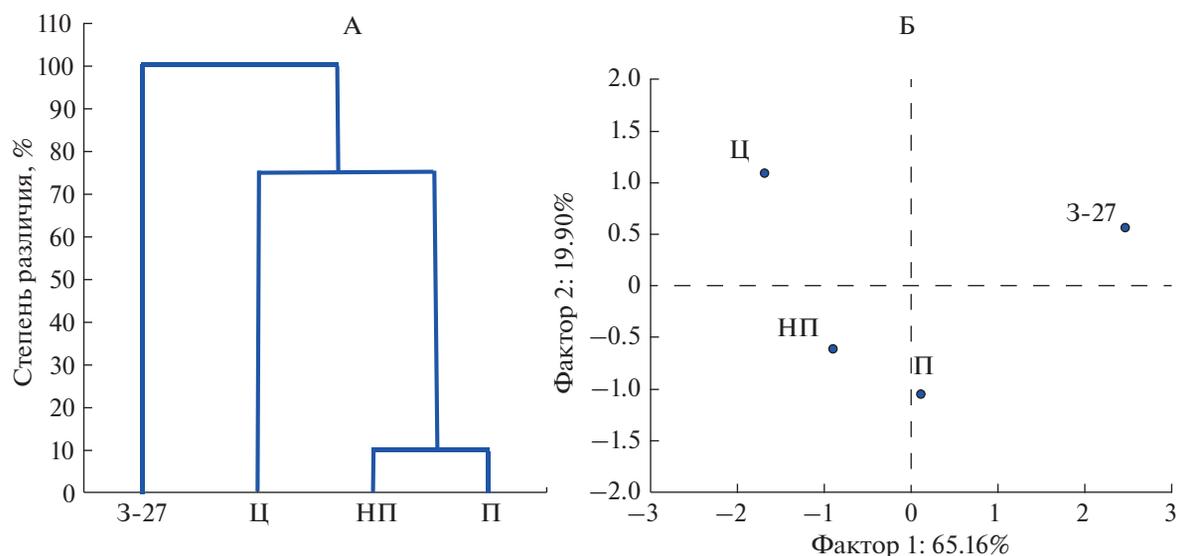
Рис. 3. Распределение агрегатов разного размера в различных слоях гумусового горизонта черноземов глинисто-иллювиальных в условиях различного землепользования.

Если гумусовый горизонт в пределах изучаемого слоя рассматривать как единое целое, то различия в распределении агрегатов по фракциям между участками различного землепользования проявляются более отчетливо. Однофакторный дисперсионный анализ показал, что пахотный и старопахотный участки по агрегатному составу достоверно между собой не отличаются (табл. 2). В почве 27-летней залежи доля фракции размером 5–10 мм значимо выше, чем в почвах всех других участков за счет уменьшения доли мелких макроагрегатов (0.25–2 мм). В почве целинного участка содержание микроагрегатов достоверно больше (на 3.5–5.1%), чем в почвах всех других видов землепользования, но в тоже время здесь меньше самых крупных фракций: >10 и 5–10 мм (табл. 3).

Для интерпретации результатов агрегатного состояния почв различного землепользования, полученных методом сухого просеивания, использован кластерный анализ (КА) и метод главных компонент (МГК), которые были успешно применены для разделения типичных черноземов разного использования в Курской области [48, 49].

В рамках настоящего исследования для разделения черноземов различного использования на группы использовали средние значения содержания фракций в слое 0–30 см. Результаты кластеризации показали, что наименьшая степень различий (10%) наблюдается между почвами двух пахотных участков, а наивысшая – между почвой под 27-летней залежью и всеми остальными почвами (рис. 4, А). Сходная картина была получена при использовании МГК, который четко разделил исследуемые почвы по их агрегатному составу (рис. 4, Б). Выявлено, что фактор 1, который наиболее сильно коррелирует с долей агрегатов размером >10 мм ( $r = 0.98$ ), 5–10 мм ( $r = 0.98$ ) и <0.25 мм ( $r = -0.79$ ) описывает 65.2% информации, а фактор 2, который коррелирует с долей мелких микроагрегатов ( $r = -0.79$ ) – только 19.9%.

Таким образом, в пределах верхнего (0–30 см) слоя совокупное распределение агрегатов по фракциям в черноземах глинисто-иллювиальных определялось особенностями землепользования. Наиболее важная роль в классификации объектов исследования принадлежит агрегатам >10 и 5–10 мм. За 6 лет использования залежи



**Рис. 4.** Дендрограмма иерархической группировки (различия, %) черноземов глинисто-иллювиальных, сформированных в условиях различного землепользования по результатам кластерного анализа (А) и распределение объектов по методу главных компонент (Б) с использованием данных агрегатного состава.

под посевы зерновых ее агрегатный состав стал практически идентичным таковому на старопашотном участке. Агрегатное состояние целинной почвы занимает промежуточное положение между пахотными участками и почвой на 27-летней залежи. Наряду с особенностями землепользования на структурную организацию почв оказывают влияние исходные различия в ее текстуре.

**Анализ показателей агрегатного состояния черноземов.** Доля агрономически ценных агрегатов, представленных суммой мелких (0.25–2 мм) и крупных (2–10 мм) макроагрегатов, в почвах целинного участка составляла 68–74% (табл. 4) и была незначительно меньше, чем в почвах всех других объектов (74–77%).

Значения СВД в пределах верхнего 0–30 см слоя почв всех исследуемых участков варьировали от 3.61 до 4.36 мм, принимая самые низкие значения в почвах целинного участка за счет более высокого содержания здесь микроагрегатов. С глубиной изменение СВД в изучаемых почвах не было однонаправленным. Коэффициент структурности в зависимости от глубины и вида землепользования изменялся от 2.14 до 3.32, что позволяет отнести все изучаемые почвы к отлично оструктуренным. Изменение  $K_{стр}$  с глубиной в изучаемых почвах не было закономерным.

Результаты однофакторного дисперсионного анализа показали, что влияние глубины отбора почвенных проб в пределах верхнего (0–30 см)

**Таблица 3.** Усредненные значения доли фракций различного размера в пределах гумусового горизонта ( $n = 12$ ) черноземов глинисто-иллювиальных, сформированных в условиях различного землепользования

Вид землепользования	Показатель, %	Размер фракции, мм				
		>10	5–10	2–5	0.25–2	< 0.25
Пашня	Среднее	1.27 <sup>ab</sup>	14.2 <sup>a</sup>	22.3 <sup>ns</sup>	38.8 <sup>ns</sup>	23.5 <sup>a</sup>
	SE	0.21	0.9	0.6	1.1	0.5
Новоосвоенная пашня	Среднее	1.23 <sup>ab</sup>	13.9 <sup>a</sup>	21.6 <sup>ns</sup>	38.4 <sup>ns</sup>	24.9 <sup>ab</sup>
	SE	0.18	1.0	0.7	0.9	1.2
Залежь, 27 лет	Среднее	1.96 <sup>b</sup>	17.8 <sup>b</sup>	22.1 <sup>ns</sup>	34.9 <sup>ns</sup>	23.3 <sup>a</sup>
	SE	0.49	1.1	0.6	1.3	1.9
Целина	Среднее	0.79 <sup>a</sup>	12.2 <sup>a</sup>	22.0 <sup>ns</sup>	36.6 <sup>ns</sup>	28.4 <sup>b</sup>
	SE	0.08	0.9	0.8	1.1	1.3

Примечание. Буквенные обозначения около средних значений показывают значимые различия между почвами различного землепользования; ns – различия не значимы.

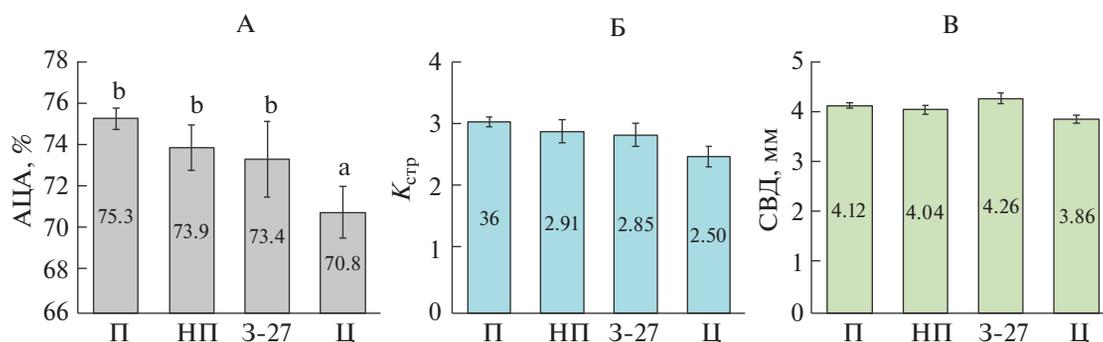


Рис. 5. Средние значения показателей агрегатного состояния гумусового горизонта черноземов глинисто-иллювиальных в условиях различного землепользования. Вертикальные линии показывают величину стандартной ошибки (SE).

слоя почв на выбранные показатели структурности (доля АЦА,  $K_{стр}$  и СВД) не было достоверным. Это позволяет рассматривать гумусовый горизонт как единое целое и оценить влияние типа землепользования на усредненные показатели агрегатного состояния для всего слоя 0–30 см (рис. 5).

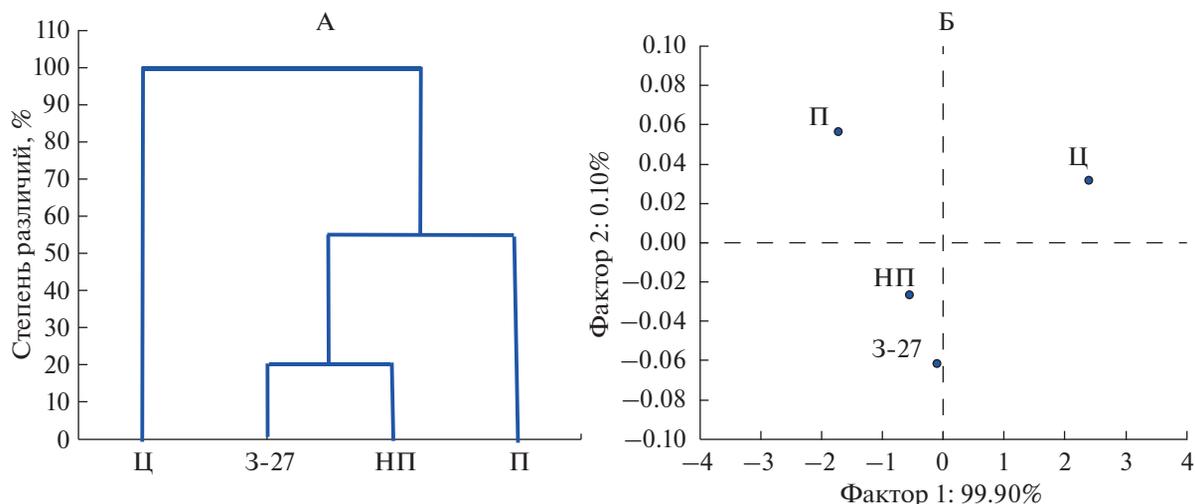
Доли АЦА в слое 0–30 см пахотных почв и под залежью между собой достоверно не отличались и были достоверно выше, чем в целинной почве. Другие показатели структурного состояния ( $K_{стр}$  и СВД), оцененные для гумусового слоя в пределах 0–30 см, в почвах различного землепользования статистически значимо между собой не различались. В пределах всей совокупности данных ( $n = 48$ ) тесные взаимосвязи ( $R^2 = 0.69–0.71$ ;  $p < 0.001$ ) были выявлены между значениями СВД с

$K_{стр}$  и долей АЦА. Вместе с тем сколько-нибудь значимых корреляционных связей между показателями структурности и такими свойствами почв как содержание углерода, наименьшая влагоемкость и плотность выявлено не было.

Для разделения исследуемых черноземов методом КА и МГК использовали средние значения показателей агрегатного состояния (АЦА,  $K_{стр}$ , СВД) в слое 0–30 см. Результаты кластеризации показали, что по этим показателям наименьшая степень различий (20%) наблюдается между почвами 27-летней залежи и новоосвоенной пашни, которые ранее представляли участки одного поля. Наивысшая степень различий выявлена между почвой под целиной и всеми остальными почвами (рис. 6, А). При использовании МГК была

Таблица 4. Показатели агрегатного состояния (среднее (SE)) на разных глубинах гумусового горизонта черноземов глинисто-иллювиальных в условиях различного землепользования

Объект	Слой, см	АЦА, %	СВД, мм	$K_{стр}$
Пашня	0–5	74.9 (0.2)	3.96 (0.03)	2.98 (0.03)
	5–10	75.9 (1.1)	4.05 (0.08)	3.16 (0.18)
	10–20	76.4 (1.0)	4.31 (0.05)	3.25 (0.19)
	20–30	74.0 (1.3)	4.18 (0.15)	2.87 (0.19)
Новоосвоенная пашня	0–5	70.5 (1.6)	3.74 (0.19)	2.41 (0.19)
	5–10	74.6 (0.4)	4.07 (0.07)	2.93 (0.06)
	10–20	74.7 (2.6)	4.21 (0.18)	3.04 (0.41)
	20–30	75.8 (2.9)	4.15 (0.16)	3.26 (0.57)
Залежь, 27 лет	0–5	74.8 (3.0)	4.36 (0.24)	3.04 (0.44)
	5–10	76.7 (1.2)	4.36 (0.04)	3.32 (0.23)
	10–20	71.3 (1.2)	4.06 (0.23)	2.49 (0.15)
	20–30	70.8 (3.9)	3.98 (0.17)	2.56 (0.51)
Целина	0–5	72.8 (3.5)	3.89 (0.23)	2.79 (0.47)
	5–10	73.6 (2.6)	3.99 (0.13)	2.86 (0.38)
	10–20	68.1 (0.2)	3.61 (0.04)	2.14 (0.02)
	20–30	68.7 (1.6)	3.93 (0.17)	2.22 (0.16)



**Рис. 6.** Дендрограмма иерархической группировки (различия, %) черноземов глинисто-иллювиальных, сформированных в условиях различного землепользования по результатам кластерного анализа (А) и распределение объектов по методу главных компонент (Б) с использованием показателей структурного состояния.

получена сходная картина (рис. 6, Б) и показано, что фактор 1, который тесно коррелирует со всеми показателями агрегатного состояния описывает 99.9% информации.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что по плотности и величине НВ в пределах верхнего 0–30 см слоя пахотные участки (П и НП) достоверно между собой не отличались. Использование 20-летней залежи под посевы сельскохозяйственных культур в течение шести лет было достаточным, чтобы различия по плотности и величине НВ в верхнем 0–5 см слое новоосвоенной пашни и участка 3-27, который все это время продолжал находиться в залежном состоянии, стали статистически значимыми. В то же время за 27 лет залежного режима в результате образования дернового горизонта плотность и величина НВ в слое 0–5 см целинного и залежного участков стали идентичными и статистически не отличались. Значения НВ в слое 5–20 см на залежи не отличались от пахотных участков и были достоверно меньше, чем в целинной почве. Перевод пахотных угодий в залежное состояние и снятие сельскохозяйственной нагрузки запускает процессы восстановления естественного растительного покрова, что ведет к накоплению в почвах ОБ, наиболее выраженному в самой верхней части бывшего пахотного горизонта [51, 53]. Благодаря этим процессам различия по величине НВ между почвами целины и залежи не проявлялись.

На примере черноземов в лесостепной и степной зонах Зауралья показано, что за 10 лет залежного режима на бывших пахотных почвах восста-

новилась естественная растительность, что привело к уменьшению плотности и улучшению водно-физических свойств бывшего пахотного слоя [12]. В черноземах обыкновенных в степной зоне Оренбургской области пахотные почвы за 15–20 лет залежного режима в результате восстановления естественной растительности по многим физическим свойствам (плотности, водопроницаемости, агрегатному состоянию) приблизились к своим целинным аналогам [27]. Сходное влияние на физические свойства черноземов южных в условиях засушливой степи Предуралья оказало заметное (в 2.7 раза) сокращение пастбищной нагрузки, которое привело к увеличению доли злаков и восстановлению видового состава естественной растительности степных экосистем [25, 26]. Таким образом, длительно используемые в сельском хозяйстве черноземы степной и лесостепной зон обладают высокой природной способностью к самовосстановлению после снятия сельскохозяйственной нагрузки.

Многочисленные исследования показывают, что изменения в характере землепользования влияют на структурное состояние почв, поскольку тип землепользования определяет продуктивность наземной и подземной фитомассы, влияет на количество поступающего в почву ОБ и скорость его разложения [42, 58, 59, 62]. Чаще всего количественную оценку структуры почв проводят по результатам сухого или мокрого просеивания на основании распределения содержания агрегатов в соответствии с их размерами на макро- (крупные, средние и мелкие, >250 мкм) и микро- (<250 мкм) агрегаты. Подобный подход является общепринятым и вполне согласуется с концепцией “иерархической организации почвенной струк-

туры”, согласно которой элементарные почвенные частицы, размером  $<20$  мкм, связываются в микроагрегаты (20–250 мкм), образующие в свою очередь макроагрегаты  $>250$  мкм [48, 50, 61]. При этом связывающие агенты для иерархических единиц разные, и прочность образующихся структур уменьшается с увеличением их размера [47]. Так, формирование макроагрегатов из микроагрегатов происходит под действием менее стойких связующих агентов (гифы грибов, корни растений, полисахариды микробного и растительного происхождения) по сравнению с “клеящим веществом” микроагрегатов, основой которого являются гуминовые соединения и поливалентные катионные комплексы [60]. Именно этим объясняется большая устойчивость микроагрегатов по сравнению с макроагрегатами при различных видах воздействий, включая распашку. С наличием микроагрегатов связывают и неблагоприятное агрофизическое состояние почвенной структуры [38, 57]. Макроагрегаты обычно содержат больше ОВ [58, 59], они менее подвержены эрозии и имеют более крупные поры для лучшего проникновения воды и воздуха, чем микроагрегаты [54, 61]. По сравнению с микроагрегатами, макроагрегаты менее устойчивы и при сельскохозяйственном использовании почв они могут разрушаться за счет не только механического воздействия сельскохозяйственной техники, но и уменьшения поступления свежего органического вещества в почвы агроценозов [50, 59].

Многочисленные исследования показывают, что распашка целинных и залежных земель обычно сопровождается нарушением сложения верхней части почвенного профиля, его структуры и агрегатного состава [2, 19]. При распашке происходит разрушение агрегатов, высвобождение внутриагрегатного ОВ и его разложение [48, 60]. По мнению некоторых исследователей [22], деградация почвенной структуры в ходе агрогенной эволюции почв идет на двух уровнях. Первый – макроуровень, сопряженный с очевидными морфологическими изменениями в строении агрегатов, их пространственным расположением. Второй уровень деградации затрагивает внутренние процессы, которые заключаются в старении ОВ почвы из-за отсутствия поступления свежих растительных остатков и разрушения органо-минеральных и минеральных взаимодействий.

В результате проведенного структурного анализа было выявлено, что за 6 лет в новоосвоенной пашне вследствие механической обработки произошло существенное увеличение доли микроагрегатов в слое 0–10 см по сравнению с почвой залежного участка, что согласуется с выводами, полученными при исследовании влияния типа землепользования в серых лесных почвах и черноземах [20, 57]. Также обнаружено значимое превышение доли микроагрегатов в верхнем (0–30 см)

слое почвы целинного участка по сравнению с почвами всех других видов землепользования, что противоречит общепринятым представлениям. Возможно, отмеченные особенности агрегатного состава целинной почвы связаны с выявленной разницей в текстуре почв, а именно большей долей песка в их составе (табл. 1), а не с особенностями землепользования. Более высокое содержание микроагрегатов в целинной почве определило и более низкие значения других показателей агрегатного состояния –  $K_{стр}$  и СВД. Тем не менее, в почвах всех исследованных участков преобладает агрономически ценная фракция, содержание которой варьирует от 68 до 77%, свидетельствуя об отличной структуре верхнего гумусового горизонта черноземов, независимо от их использования. Величина коэффициента структурности изменяется от 2.1 до 3.3, что также говорит об отличной оструктуренности черноземов всех видов землепользования. Таким образом, на основании проведенных исследований можно предположить, что черноземы южной лесостепи Западной Сибири в условиях длительного использования под посевы сельскохозяйственных культур и выраженной дегумификации верхнего горизонта, способны сохранять свою структуру благодаря установившемуся равновесию между естественными почвообразовательными процессами и процессами агрогенной деградации. Опираясь на терминологию, предложенную Караваевой [7], можно сказать, что изученные черноземы демонстрируют сопротивление агрогенным воздействиям, проявляя высокую степень устойчивости.

Забрасывание пахотных угодий сопровождается снятием сельскохозяйственной нагрузки и запускает сложный процесс восстановления зонального растительного покрова и образованием подстилки или дернового горизонта [18, 45, 63], сравнительно быстрой дифференциацией пахотного горизонта по содержанию ОВ [48, 53] и восстановлением почвенной структуры [12, 20, 27, 43]. Согласно нашим исследованиям, в почве 27-летней залежи по сравнению с почвой старопахотного участка, незначительно уменьшилось содержание микроагрегатов в слое 0–10 см, но при этом возросло содержание самых крупных фракций ( $>5$  мм). По мнению Холодова [48, 49], в восстановлении почвенной структуры при снятии сельскохозяйственной нагрузки крупные агрегаты играют важную роль. В процессе постагрогенного развития из глыбистых частиц  $>10$  мм начинают формироваться крупные макроагрегаты, содержание которых является важной характеристикой черноземов. Именно доля фракций размером  $>10$  и 5–10 мм составила основу фактора 1 при использовании метода главных компонент, позволяющего наиболее отчетливо отделить почву залежного участка от всех остальных почв (рис. 3).

Проведенные исследования позволяют заключить, что пребывание пахотных черноземов в состоянии залежи в течение 27 лет было достаточным для восстановления дернового горизонта и уменьшения плотности верхнего 0–5 см слоя, а также сокращения доли микроагрегатов и увеличения доли крупных макроагрегатов, играющих важную роль в восстановлении структуры. Распашка и последующее использование залежных черноземов под посевы зерновых культур в течение шести лет привели к конвергенции пахотных почв по изучаемым характеристикам – плотности, величине наименьшей влагоемкости и агрегатному составу.

### ВЫВОДЫ

1. В течение 27-летнего залежного режима произошло образование дернины и статистически значимое разуплотнение верхнего (0–5 см) слоя бывшей пахотной почвы, что свидетельствует о постагрогенной трансформации почвы и может быть использовано как индикатор этого процесса. Различия по плотности между двумя пахотными участками и между залежью и целиной не были достоверными.

2. В зависимости от вида использования изменение величины наименьшей влагоемкости изученных почв проявлялось только в слое 0–20 см, не затрагивая более глубокую (20–30 см) часть гумусового горизонта. Для всей выборки данных доля объясненной дисперсии величины НВ в слое 0–10 см на 79% объяснялась содержанием органического углерода в почвах.

3. В пределах верхнего (0–30 см) слоя распределение агрегатов по фракциям зависело от особенностей землепользования. Наиболее важная роль в разделении объектов исследования принадлежит агрегатам 5–10 и >10 мм. За 6 лет использования залежи под посевы зерновых, ее агрегатный состав стал практически идентичным таковому на старопашотном участке. Агрегатное состояние целиной почвы занимает промежуточное положение между пахотными участками и почвой на 27-летней залежи.

4. Независимо от вида использования черноземы глинисто-иллювиальные характеризуются отличным агрегатным состоянием гумусового горизонта (слой 0–30 см): доля АЦА в них превышает 68%, а коэффициент структурности в зависимости от глубины и вида землепользования варьирует от 2.14 до 3.32.

5. Черноземы Предалтайской лесостепной почвенной провинции Западной Сибири при длительном использовании под посевы сельскохозяйственных культур и выраженной дегумификации верхнего горизонта проявляют высокую

степень устойчивости и сохраняют отличное агрегатное состояние.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-04-00773) в рамках Государственного задания ФИЦ ПНЦБИ РАН (рег. № АААА-А18-118013190177-9) и частично по государственному заданию ИПА СО РАН.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г., Жигалов С.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44 – Новосибирск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 392 с.
2. Булыгин С.Ю., Лисецкий Ф.Н. Микроагрегированность как показатель противозероэрозийной стойкости почв // Почвоведение. 1991. № 12. С. 98–104.
3. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485.
4. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
5. Верхошенцева Ю.П., Гунякова А.А., Маськова А.Ю. Влияние пахотного использования на генетические свойства степных черноземов Оренбургского Предуралья // Вестник ОГУ. 2012. № 6(142). С. 86–89.
6. Иванова Е.А., Кутовая О.В., Тхакахова А.К., Чернов Т.И., Першина Е.В., Маркина Л.Г., Андронов Е.Е., Козут Б.М. Структура микробного сообщества агрегатов чернозема типичного в условиях контрастных вариантов сельскохозяйственного использования // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1367–1382. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15110088>
7. Караваева Н.А. Агрогенные почвы: условия среды, свойства и процессы // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1518–1529.
8. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации. Авторы и составители: И.С. Урусевская, И.О. Алябина, В.П. Винюкова, Л.Б. Востокова, Е.И. Дорофеева, С.А. Шоба, Л.С. Щипихина М 1 : 2500000 / Под ред. Г.В. Добровольского, И.С. Урусевской. М., 2013. 16 л.
9. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004.
10. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
11. Козут Б.М., Сысуев С.А., Холодов В.А. Водопрочность и лабильные гумусовые вещества типичного

- чернозема при разном землепользовании // Почвоведение. 2012. № 5. С. 555–561.
12. *Козленко Е.А., Укенов Б.С.* Естественное восстановление свойств лесостепных и степных черноземов Зауралья под многолетней залежью // Вестник Оренбургского гос. ун-та. 2017. № 9(209). С. 20–22.
  13. *Крупеников И.А.* Черноземы (возникновение, совершенство, трагедия деградации, пути охраны и возрождения). Кишинев: Pontos, 2008. 290 с.
  14. *Кузнецова И.В.* Изменения физического состояния черноземов типичных и выщелоченных Курской области за 40 лет // Почвоведение. 2013. № 4. С. 434–441.  
<https://doi.org/10.7868/80032180X13040084>
  15. *Кузнецова И.В.* Содержание и состав органического вещества черноземов и его роль в образовании водопроходной структуры // Почвоведение. 1998. № 1. С. 41–50.
  16. *Курганова И.Н.* Могло ли освоение целины ускорить изменение климата на планете? // Степной бюллетень, осень–зима. 2018–2019. № 51–52. С. 4–8.
  17. *Лебедева И.И.* Гранулометрический профиль черноземов Восточной Европы и его дифференциация // Почвоведение. 1996. № 7. С. 821–829.
  18. *Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваяева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г.* Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010.
  19. *Максимова Н.Б., Вороничев А.А., Морковкин Г.Г., Барышников Г.Я.* Изменение структурного состава черноземов и каштановых почв по природным зонам юго-запада Алтайского края при длительном использовании в составе пахотных угодий // Вестник Алтайского гос. аграрного ун-та. 2017. № 5(151). С. 71–75.
  20. *Мамонтов В.Г., Родионова Л.П., Артемьева З.С., Крылов В.А., Клышбекова Г.К.* Агрогенная и постагрогенная трансформация структурного состояния чернозема типичного Курской области // Международный сельскохозяйственный журнал. 2019. № 5(371). С. 35–39.  
<https://doi.org/10.24411/2587-6740-2019-15081>
  21. *Медведев В.В.* Физические свойства и характер залегания плужной подошвы в разных типах пахотных почв // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1487–1495.
  22. *Моисеев К.Г., Романов И.А.* Влияние длительной распашки на прочность почвенных агрегатов // Почвоведение. 2004. № 6. С. 697–701.
  23. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
  24. Регионы России. Социально-экономические показатели. 2020: Р32 Стат. сб. М.: Росстат, 2020. 1242 с.
  25. *Русанов А.М.* Восстановление естественной растительности и экологических функций засушливых степей Предуралья // Экология. 2014. № 4. С. 243–249.  
<https://doi.org/10.7868/S0367059714040118>
  26. *Русанов А.М.* Почва как фактор восстановления растительности естественных пастбищ // Экология. 2011. № 1. С. 34–42.
  27. *Русанов А.М., Тесля А.В.* Изменение основных свойств степных черноземов как результат их постагрогенной трансформации // Вестник Оренбургского гос. ун-та. 2012. № 6. С. 98–102.
  28. *Скворцова Е.Б., Баранова О.Ю., Нумеров Г.Б.* Изменение микростроения почв при зарастании пашни лесом // Почвоведение. 1987. № 9. С. 101–109.
  29. *Смоленцева Е.Н.* Черноземы Западной Сибири: региональные и зонально-провинциальные особенности // Отражение био-, гео- и антропогенных взаимодействий в почвах и почвенном покрове. Томск, 2020. С. 90–94.
  30. *Степанов А.Л., Манучарова Н.А., Полянская Л.М.* Выделение закиси азота бактериями в почвенных агрегатах // Почвоведение. 1996. № 8. С. 973–976.
  31. *Суховеркова В.Е.* Изменения гумусового горизонта черноземов при длительно й распашке в Западной Сибири // Достижения науки и техники АПК. 2015. Т. 29. № 6. С. 5–7.
  32. *Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И., Земсков Ф.И., Маслов М.Н.* Динамика поступления растительного опада и некоторых свойств лесных подстилок при постагрогенном лесовосстановлении в условиях южной тайги // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2019. № 4. С. 3–10.
  33. Теории и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шейна, Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
  34. *Титлянова А.А., Наумов А.В.* Потери углерода из почв Западной Сибири при их сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. 1995. № 11. С. 1357–1362.
  35. *Хасанова Р.Ф.* Агроэкологический анализ и оптимизация свойств черноземов Зауралья при фитомелиорации. Дис. ... докт. биол. н. Уфа, 2020. 302 с.
  36. *Хмелев В.А.* Лёссовые черноземы Западной Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 201 с.
  37. *Шейн Е.В.* Гранулометрический состав почв: проблемы методов исследования, интерпретации результатов и классификаций // Почвоведение. 2009. № 3. С. 309–317.
  38. *Шейн Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
  39. *Шейн Е.В., Милановский Е.Ю.* Роль и значение органического вещества в образовании и устойчивости почвенных агрегатов // Почвоведение. 2003. № 1. С. 53–61.
  40. *Щеглов Д.И.* Черноземы центра Русской равнины и их эволюция под влиянием естественных и антропогенных факторов. М.: Наука, 1999. 214 с.
  41. *Щеглов Д.И.* Черноземы Центральной России: генезис, эволюция и проблемы рационального использования // Сб. материалов научной конф. Воронеж: Издательско-полиграфический центр “Научная книга”, 2017. С. 5–18.
  42. *Angers D.A., Caron J.* Plant-induced changes in soil structure: Processes and feedbacks // Biogeochemistry. 1998. V. 42. P. 55–72.

43. *Baeva Yu.I., Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Pochikalov A.V., Kudryarov V.N.* Changes in Physical Properties and Carbon Stocks of Gray Forest Soils in the Southern Part of Moscow Region during Postagrogenic Evolution // *Eurasian Soil Sci.* 2017. V. 50. № 3. P. 327–334.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229317030024>
44. *Gehring C.A.* Introduction: Mycorrhizas and Soil Structure, Moisture, and Salinity // Chapter 13: Mycorrhizal Mediation of Soil: Fertility, Structure, and Carbon Storage. 2017. P. 235–240.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804312-7.00013-9>
45. *Kalinina O., Goryachkin S.V., Karavaeva N.A., Lyuri D.I., Najdenko L., Giani L.* Self-restoration of post-agrogenic sandy soils in the southern Taiga of Russia. Soil development, nutrient status, and carbon dynamics // *Geoderma.* 2009. V. 152. P. 35–42.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.05.014>
46. *Kalinina O., Krause S.-E., Goryachkin S.V., Karavaeva N.A., Lyuri D.I., Giani L.* Self-restoration of post-agrogenic Chernozems of Russia: soil development, carbon stocks, and dynamics of carbon pools // *Geoderma.* 2011. V. 162. P. 196–206.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.02.005>
47. *Kholodov V.A.* The capacity of soil particles for spontaneous formation of macroaggregates after a wetting-drying cycle // *Eurasian Soil Sci.* 2013. V. 46(6). P. 660–667.  
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13040072>
48. *Kholodov V.A., Yaroslavtseva N.V., Farkhodov Y.R., Belobrov V.P., Yudin S.A., Frid A.S., Aydiev A.Y., Lazarev V.I.* Changes in the ratio of aggregate fractions in humus horizon of Chernozems in response of the type of their use // *Eurasian Soil Sci.* 2019. V. 52. № 2. P. 162–170.
49. *Kholodov V.A., Yaroslavtseva N.V., Lazarev V.I., Frid A.S.* Interpretation of data on the aggregate composition of Typical Chernozems under different land use by cluster and principal component analyses // *Eurasian Soil Sci.* 2016. V. 49. P. 1026–1032.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229316090076>
50. *Kogut B.M., Artemyeva Z.S., Kirillova N.P., Yashin M.A., Soshnikova E.I.* Organic matter of the air-dry and water-stable macroaggregates (2–1 mm) of Haplic Chernozem in contrasting variants of land use // *Eurasian Soil Sci.* 2019. V. 52. P. 141–149.  
<https://doi.org/10.1134/S106422931902008X>
51. *Kurganova I.N., Telesnina V.M., Lopes de Gerenyu V.O., Lichko V.I., Karavanova E.I.* The Dynamics of Carbon Pools and Biological Activity of Retic Albic Podzols in Southern Taiga during the Postagrogenic Evolution // *Eurasian Soil Sci.* 2021. V. 54. № 3. P. 337–351.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229321030108>
52. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Mostovaya A.S., Ovsepyan L.A., Telesnina V.M., Lichko V.I., Baeva Y.I.* The Effect of Reforestation on Microbial Activity in Post-Agrogenic Soils in European Part of Russia // *Contemporary Problems of Ecology.* 2018. V. 7. P. 7–17.  
<https://doi.org/10.1134/S1995425518070089>
53. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Shvidenko A.Z., Sapozhnikov P.M.* Changes in the organic carbon pool of abandoned soils in Russia (1990–2004) // *Eurasian Soil Sci.* 2010. V. 43. № 3. P. 333–340.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229310030129>
54. *Nichols K.A., Toro M.* A whole soil stability index (WSSI) for evaluating soil aggregation // *Soil Till. Res.* 2011. V. 111. P. 99–104.
55. *Plotnikova O.O., Lebedeva M.P., Demidov V.V., Karpova D.V.* Comparison of Micromorphometric Characteristics of Aggregates from Noneroded and Moderately Eroded Typical Chernozem in a Laboratory Experiment // *Eurasian Soil Science.* 2019. V. 52. № 10. P. 1258–1265.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229319100090>
56. *Ryzhova I.M., Telesnina V.M., Sitnikova A.A.* Dynamic of soil properties and carbon stock structure in post-agrogenic ecosystems of Southern taiga during natural reforestation // *Eurasian Soil Sci.* 2020. V. 53. № 2. P. 230–243.  
<https://doi.org/10.1134/S0032180X20020100>
57. *Semenov V.M., Ivannikova L.A., Semenova N.A., Khodzhaeva A.K., Udaltsov S.N.* Organic matter mineralization in different soil aggregate fractions // *Eurasian Soil Sci.* 2010. V. 43. P. 141–148.
58. *Semenov V.M., Lebedeva T.N., Pautova N.B.* Particulate organic matter in noncultivated and arable soils // *Eurasian Soil Sci.* 2019. V. 52. P. 396–404.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229319040136>
59. *Semenov V.M., Zhuravlev N.S., Tulina A.S.* Mineralization of organic matter in gray forest soil and typical Chernozem with degraded structure due to physical impacts // *Eurasian Soil Sci.* 2015. V. 48. P. 1136–1148.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229315100105>
60. *Six J., Paustian K., Elliott E.T., Combrink C.* Soil Structure and Organic Matter I. Distribution of Aggregate-Size Classes and Aggregate-Associated Carbon // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2000. V. 64(2). P. 681–689.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj2000.642681x>
61. *Six J., Bossuyt H., Degryze S., Denef K.* A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics // *Soil Till. Res.* 2004. V. 79. P. 7–31.
62. *Spohn M., Giani L.* Impacts of land use change on soil aggregation and aggregate stabilizing compounds as dependent on time // *Soil Biol. Biochem.* 2011. V. 43. P. 1081–1088.
63. *Telesnina V.M., Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Ovsepyan L.A., Lichko V.I., Ermolaev A.M., Mirin D.M.* Dynamics of Soil Properties and Plant Composition during Postagrogenic Evolution in Different Bioclimatic Zones // *Eurasian Soil Sci.* 2017. V. 50. № 12. P. 1458–1477.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229317120109>
64. *Tisdall J.M., Oades J.M.* Organic matter and water-stable aggregates in soils // *J. Soil Sci.* 1982. V. 33. P. 141–163.
65. World Reference Base for soil resources 2014: international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. FAO UNESCO. 2014.

## **Influence of the Type of Land Use on the Physical Properties of Chernozems in the Forest-Steppe Zone of Western Siberia**

**I. N. Kurganova<sup>1,\*</sup>, V. O. Lopes de Gerenyu<sup>1</sup>, E. N. Smolentseva<sup>2</sup>, M. P. Semenova<sup>3</sup>,  
V. I. Lichko<sup>1</sup>, and B. A. Smolentsev<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Soil Science and Agrochemistry, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, 630090 Russia*

<sup>3</sup>*Ecological Faculty, Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, 115093 Russia*

*\*e-mail: ikurg@mail.ru*

The land use system and agricultural practices have a significant impact on the aggregate composition and many physical properties of soils. The study provides a comparative assessment of the density, the water holding capacity of disturbed samples (WHC), and the structural state (dry sieving method) of Luvic Greyzemic Chernozem of the Pre-Altai forest-steppe soil province in Western Siberia. The soils studied were formed under the long-used and newly developed arable land, 27-year-old abandoned land, and virgin steppe. At each site, three mixed samples were taken from the following layers of the humus horizon: 0–5, 5–10, 10–20, and 20–30 cm. The influence of land use was reflected in the change in density only in the upper 0–5 cm layer, the decompaction of which due to the 27-year abandonment was statistically significant. Differences in density between the two croplands and between the abandoned and virgin lands were not significant. The change in WHC values of the studied soils caused by the effect of land use was manifested in the 0–20 cm layer. For 6 years of using the previous abandoned land for growing cereals, its aggregate composition has become almost identical to that in the old arable plot. Based on the amount of agronomically valuable aggregates and the value of the structural coefficient, the aggregate state of all studied soils can be assessed as excellent. Thus, Luvic Greyzemic Chernozems of the forest-steppe zone of Western Siberia, under the long-term use for agricultural crops production, demonstrate a high degree of resistance and retain their natural crumb-granular structure.

*Keywords:* aggregate composition, soil structure, water-physical properties, land use change, Luvic Greyzemic Chernozem

УДК 631.4

## ГИДРОЛОГИЯ ПОЧВ АГРОЛАНДШАФТОВ: КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПИСАНИЕ, МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ ПОЧВЕННЫХ ЗАПАСОВ ВЛАГИ

© 2021 г. Е. В. Шеин<sup>a, b, c, \*</sup>, А. Г. Болотов<sup>c</sup>, А. В. Дембовецкий<sup>a</sup>

<sup>a</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 12, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

<sup>c</sup>Верхневолжский федеральный аграрный научный центр, ул. Центральная, 3, п. Новый,  
Суздальский р-н, Владимирская обл., 601261 Россия

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

Поступила в редакцию 02.02.2021 г.

После доработки 16.02.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Гидрология почв имеет глубокие российские корни, связанные, прежде всего, с теорией и практикой использования гидрологических констант. Эти критериальные величины использовались в основном для оценки гидрологических почвенных условий в стационарных наблюдениях, а попытки обустроить гидрологические наблюдения в ландшафте упирались в огромную, часто неисполнимую трудоемкость работ, расчетов, ненадежный количественный прогноз. В настоящее время появились новые возможности экспериментальных исследований, цифрового анализа и прогноза гидрологических показателей почв в ландшафте. Разработан новый количественный подход использования цифровых технологий для наблюдения за запасами влаги и температурой в почвах агроландшафта, динамики и вероятностных расчетов обеспеченности этих величин. На основе почвенной карты предложено создать информационно-измерительную систему с изученными тепло- и гидрофизическими характеристиками почв, с помощью математических моделей рассчитать динамику влаги и температуры для заданных периодов времени и условий различной обеспеченности теплом и осадками, что позволяет количественно оценить обеспеченность запасов влаги в почвах агроландшафта. Эта система наблюдений, оценки и прогноза включает применение современных технологий определения влажности и температуры почвы, адаптацию прогностических физически обоснованных моделей расчета динамики запасов влаги в зависимости от обеспеченности осадков и условий на нижней границе почвенных профилей. Рассматривается проведение гидрологического анализа почв на примере агроландшафта Зеленоградского стационара Почвенного института им. В.В. Докучаева в с. Ельдигино Пушкинского района Московской области РФ.

*Ключевые слова:* водный режим почв, тепловой режим почв, прогноз, прогнозирование, гидрофизика, физически обоснованные модели, гидротермические характеристики, дерново-подзолистые почвы, Albic Glossic Retisols (Lomic, Cutanic)

DOI: 10.31857/S0032180X21090070

### ВВЕДЕНИЕ

Российское научное почвоведение и гидрология почв родились практически одновременно благодаря трудам В.В. Докучаева по борьбе с катастрофическими засухами в России в конце XIX в. Докучаев предложил классический способ покорения засушливости путем задержания и сохранения влаги прежде всего на водораздельных территориях, создания прудов и разного рода водохранилищ в зоне водосборов. К счастью, в известной Докучаевской степной экспедиции в те времена вместе с ним работали Г.Н. Высоцкий, Г.Ф. Морозов, Г.И. Танфильев, П.В. Отоцкий и другие ученые, благодаря трудам которых было сформули-

ровано основное классическое положение гидрологии почв – необходимость изучать поведение почвенной влаги, физически представляя передвижение влаги, ее накопление и расходование в связи с элементами ландшафта, почвами, растительностью. Это положение остается фундаментальной основой почвенной гидрологии при изучении и обустройстве гидрологии современных агроландшафтов [4, 6]. Труды отечественных и зарубежных гидрологов были обоснованы гидрологические критерии, являющиеся основой для количественной оценки состояния почвенной влаги, ее движения и доступности для растений, так называемые почвенно-гидрологические кон-

станты в виде наименьшей или предельно полевой влагоемкости (НВ или ППВ), влажности разрыва капиллярной связи (ВРК), влажности устойчивого завядания растений (ВУЗ, ВЗ). Эти константы, методы их определения до настоящего времени используются гидрологами почв для оценки влагообеспеченности почв, движения и статике влаги в почвах, а также при мелиоративном природообустройстве агроландшафтов.

Следует отметить, что при гидрологических исследованиях в ландшафтах гидрологи столкнулись с целым рядом проблем, решение которых в настоящее время позволит почвенной гидрологии и теплофизике выйти на новый уровень изучения, анализа и прогнозирования тепловых и водных явлений в почвах агроландшафтов [2, 13]. Эти проблемы связаны с (1) разнообразием почв в агроландшафте, их гранулометрического состава и соответственно гидрологических и тепловых свойств, (2) изменчивостью уровня и состава почвенных и грунтовых вод, (3) наличием дренажных позиций в ландшафте, (4) необходимостью проведения наблюдений в стационарных точках достаточное длительное время, захватывающее периоды с засушливыми и влажными годами, а также (5) необходимостью проведения пространственных работ по слежению за влажностью в ландшафте, то есть изыскательских (буровых) работ по изучению пространственного распределения влаги в агроландшафтах в одних и тех же точках, что даже теоретически невозможно делать буровым методом. Зарубежная гидрология нашла временный теоретико-экспериментальный выход из создавшегося положения за счет введения понятия о почве как о гетерогенной полидисперсной природной среде, имеющей верхнюю и нижнюю гидрологические границы, между которыми в почве движение воды происходит закономерно в соответствии с законом Дарси и уравнением Ричардса [5, 7–9], что позволило развивать математические описательные модели. Этот подход в последнее время был дополнен статистическими характеристиками распределения влаги в почвенном покрове в новом направлении – гидропедологии [16, 19–21, 27]. В полной мере этот модельный подход, конечно же, не в состоянии количественно описывать гидрологическое состояние почв в агроландшафтах вследствие его детерминированности, необходимости обоснования и учета педотрансферных функций, которые далеко не всегда имеют физическое обоснование, а содержат лишь статистическое ядро, в той или иной мере позволяющее отражать гидрологические и фундаментальные физические свойства почвы. Это вызывает необходимость четко адаптировать модели для конкретных условий [3, 25, 30].

Возникают трудности сопряжения грунтовых и почвенных вод, в особенности в случае гидроморфных почв, а также пространственной вари-

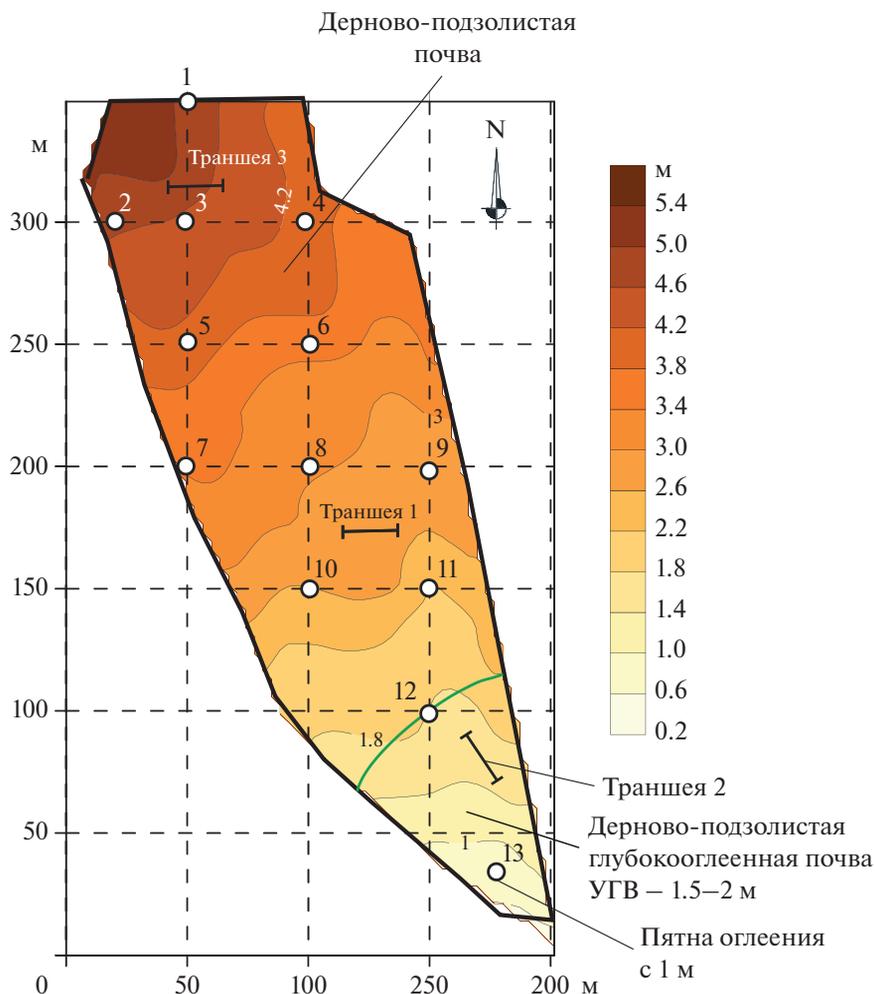
абельности гидрофизических свойств почв и условий на границах. Эти причины привели к необходимости переустройства теоретических, экспериментальных и расчетных работ по почвенной гидрологии и теплофизике. Появилось понятие “unsaturated zone”, “critical zone”, связанные больше с экологическими проблемами движения загрязняющих веществ из ненасыщенной зоны в грунтовые воды. Но при этом все менее учитывался природно-исторический аспект и генетические особенности формирования и развития ландшафтов, привлекались упрощенные модели с линейными связями и делались другие допущения для возможности реальных и прогнозных расчетов [22, 24].

Практическое комплексное решение перечисленных выше пяти проблем позволит создать предпосылки для нового шага в гидрологических исследованиях почв: развития почвенно-агроландшафтной гидрологии (в данной работе не будем рассматривать теплофизическое направление, но принципы рассмотрения для гидрологии и теплофизики почв агроландшафтов идентичны). В настоящее время мы можем располагать всеми составляющими почвенно-агроландшафтных гидрологических исследований: научной теорией агроландшафтного районирования с использованием почвенно-ландшафтной и агрохимической карт, современными гидрологическими параметрами по оценке запасов влаги в различных слоях агропочв, цифровыми приборами для получения динамической информации о влажности и температуре почвы, динамическими физически обоснованными моделями движения влаги в агроландшафте, статистическими моделями для анализа и прогноза гидрологических характеристик в пространстве и во времени [16, 17, 28].

Цель статьи – разработка почвенно-гидрологического комплекса агроландшафтных исследований, в полной мере удовлетворяющих требованиям современной количественной гидрологии. Задачи работы отражают пять составляющих почвенно-ландшафтной гидрологии: 1) учет почвенно-растительного и литологического разнообразия, 2) учет разнообразия гидрологических условий, в том числе уровня грунтовых вод (УГВ), 3) учет дренажных позиций в ландшафте, 4) исследования длительных периодов времени, захватывающих годы (периоды) с недостаточной и высокой обеспеченностью осадков и 5) необходимость проведения пространственных работ по определению влажности в конкретных стационарных точках агроландшафта.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Поставленные задачи должны решаться поэтапно. В качестве простого и понятного примера рассмотрим все отмеченные этапы на конкретном



**Рис. 1.** Карта-схема положения точек расчетов (1–13) и траншей 1–3 на опытном поле Зеленоградского опорного пункта Почвенного института им. В.В. Докучаева (с. Ельдигино) на фоне рельефа в виде горизонталей относительной высоты. Зеленая линия на схеме отделяет в средний по обеспеченности осадков год дерново-подзолистые почвы от дерново-подзолистых глубокоогуленных с уровнем грунтовых вод около 2 м.

ландшафте опытного поля Зеленоградского опорного пункта Почвенного института им. В.В. Докучаева, расположенного в окрестностях с. Ельдигино Пушкинского района Московской области РФ. Схематическое изображение опытного поля показано на рис. 1. Карта рельефа была построена по данным нивелирной съемки, сделанной в 2012 г., и все приведенные в статье карты рельефа и топоизоплет обеспеченности запасов влаги выполнены в программе Surfer с использованием метода интерполяции данных – Kriging.

Почвенный покров опытного поля представлен тяжелосуглинистыми агродерново-подзолистыми почвами разной степени огуления на покровных суглинках, подстилаемых на глубине 2–3 м некарбонатной мореной (по классификации WRB 2014 г. (версия 2015 г.) – Albic Glossic Retisols (Lomic, Aric, Cutanic)).

В 1968–1969 гг. на поле провели глубокую плантажную вспашку для уменьшения поверхностного застоя влаги. Следы глубокой вспашки сохранились до настоящего времени. Морфологические исследования показали, что в пределах поля встречаются почвы разной глубины оподзоливания (от 30 до 40–50 см), однако благодаря плантажной вспашке большая часть подзолистой толщи вовлечена в современные и бывшие пахотные горизонты. Опытное поле имеет уклон около  $0.017^\circ$ , в верхней части поля грунтовые воды расположены на глубине около 10 м, в нижней части подножаются до 1.5 м и выше во влажные годы. Соответственно на большей территории участка распространены агродерново-подзолистые почвы, а в средней и нижней частях при повышении уровня грунтовых вод – агродерново-подзолистые глубокоогуленные [10, 11]. Ниже представлено краткое морфологическое описание профи-

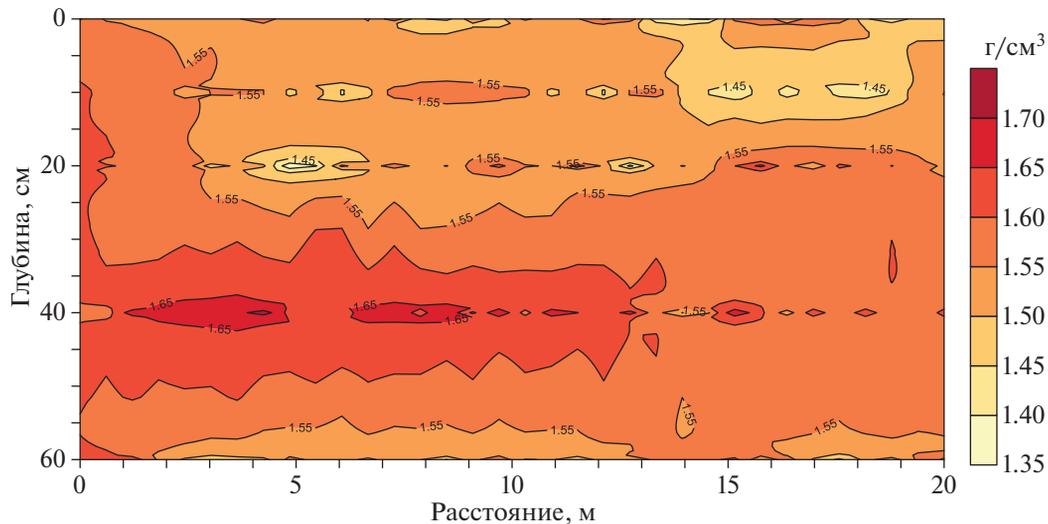


Рис. 2. Топоизоэплеты плотности агродерново-подзолистой почвы в профиле 20-метровой траншеи 1.

ля почвы опытного поля в его центральной части (траншея 1). Индексация горизонтов выполнена по классификации почв России 2004 г. [8]. Профиль представляет следующую последовательность горизонтов: P1 (0–10 см), P2 10–20(25) см, P3 20(25)–30(40) см, EL 30–35(40) см, BEL 30(40)–40(50) см, BT1 40(50)–60(65) см, BT2 60–90 см, BT3 90–130 см, горизонты BC, C 130–200 см.

Отметим, что почвенные физические свойства этих почв подробно изучались в трех траншеях: 1 в 2011–2012 гг., 2 в 2013–2014 гг. и 3 в 2013–2016 гг. Точки опробования свойств по траншее сделаны на глубинах 0, 10, 20, 40 и 60 см с шагом 25 см по горизонтали. В частности, на рис. 2 приведены данные опробования плотности почвы по траншейным исследованиям, которые показывают, что плотность почв имеет широкое варьирование на протяжении всех 20 м. При этом сама величина плотности почв для верхнего слоя (0–20 см) составляет около  $1.4 \text{ г/см}^3$ , что весьма важно для последующих расчетов и классификации запасов влаги в этих почвах.

На указанном опытном участке проводились почвенно-гидрологические исследования, которые подтвердили существование определенных гидрологических выделов на данной площади в различные годы по обеспеченности осадков.

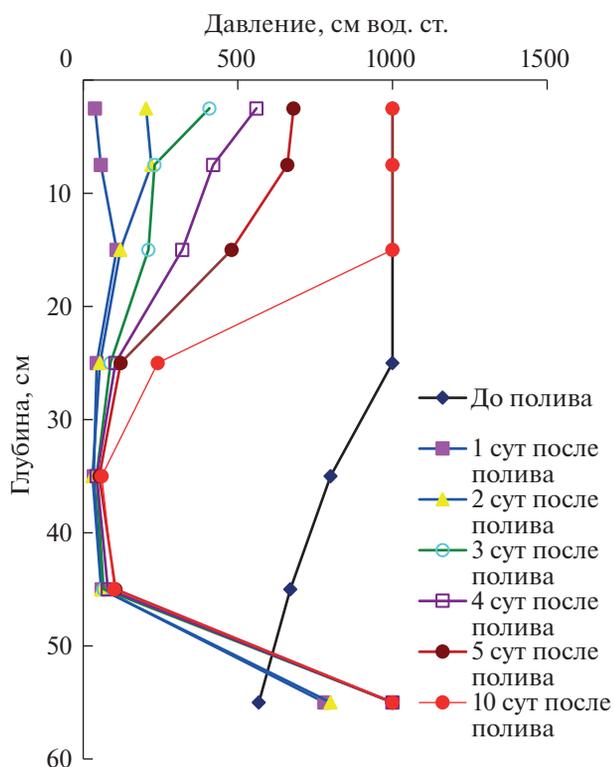
В стационарных режимных наблюдениях, в частности, при проведении почвенно-мелиоративных (“заливочных”) экспериментов использованы следующие методы. Послойное измерение давления влаги произведено цифровым тензиометром (Blumat Digital Proplus, Австрия) состоящим из керамической свечи, измерительного блока с дисплеем и батареей питания [14]. Прибор имеет одну кнопку управления, позволяющую включать его и производить выбор единиц изме-

рения. Выключается прибор автоматически. Данный тензиометр является полностью автономным прибором, который можно использовать в полевых условиях. Диапазон измерения давления 10–750 мбар, или приблизительно от 0.01 до 0.75 атм., или от 10 до 770 см водного столба, то есть можно считать, что тензиометр в данной конструкции дает показания в см водного столба. Длина рабочей части, погружаемой в почву равна 18 см. Для исследования распределения давления влаги по профилю почвы тензиометр был модифицирован в прибор с удлиненной рабочей частью, в которую вставлен вакуумный пластмассовый шланг. Измерение влажности почвы было проведено датчиками Decagon Teros12, позволяющими измерять значения диэлектрической проницаемости, которые по калибровочной зависимости, приведенной в [29] переводятся в значения влажности, выводимые на экран регистратора.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На первом этапе почвенно-гидрологических агроландшафтных исследований в соответствии с системой оценки и типологии земель и схемам их ландшафтно-экологической классификации, изложенными в методическом руководстве [8], необходимо использование почвенной карты с точными выделами категорий земель на исследуемом агроландшафте [1].

На рис. 1 приведена схема точек наблюдения (13 точек) для почвенно-гидрологических исследований, позволяющая достаточно подробно производить почвенно-гидрологические выделы в указанном ландшафте в разные по влагообеспеченности годы. Дренажная позиция в ландшафте находилась за пределами участка в 50 м от точки 13,



**Рис. 3.** Профильное распределение давления влаги (по тензиометрам) в пахотной агродерново-подзолистой почве (полевого эксперимента по заливке монолитов).

где территорию дренировал овраг, во влажные годы имеющий временный водоток. Таким образом, весьма кратко охарактеризовали задачи 1–3 данной работы, как составляющие этапы почвенно-ландшафтных гидрологических изысканий.

Следующая задача работы – проведение исследований в длительные периоды, охватывающих годы с недостаточной и высокой обеспеченностью осадков. Эта весьма важная задача направлена на оценку вероятности появления неблагоприятных условий, то есть на оценку возникновения риска катастрофических почвенно-гидрологических ситуаций. В то же время она самая сложная в техническом отношении, так как включает использование цифровых технологий и прогнозных математических моделей.

Вполне понятно, что исследовать стационарно водный режим, определять запасы влаги в требуемой толще почв по всем режимным точкам наблюдений (на рис. 1 в 13-ти точках), да еще и в годы разной влагообеспеченности (а при необходимости и постановке соответствующих задач, и теплообеспеченности), весьма сложно, трудоемко и, в конце концов, недопустимо для быстроразвивающегося агроландшафтного земледелия. Поэтому был предложен следующий подход, вклю-

чающий проведение почвенно-мелиоративных (“заливочных”) экспериментов на основных стационарных точках (в данном случае около траншей 1–3). На указанных стационарных точках в специальных монолитных образцах диаметром 60 и глубиной до 1 м, оборудованных приборами для непрерывных наблюдений за влажностью, давлением почвенной влаги, температурой почвы послойно создавались условия от полного насыщения за счет искусственного полива до последующего иссушения в течение 5–10 сут. На рис. 3 приведены данные по послойному давлению влаги, полученному тензиометрами.

Синхронные наблюдения за давлением влаги и влажностью почвы при контроле метеорологических условий в приземном слое воздуха, определяющих эвапотранспирацию, дают возможность адаптировать физически обоснованную модель движения влаги в почве [12, 15, 26]. Иначе говоря, настроить модель так, чтобы она давала наименьшую погрешность в величинах влажности и давления влаги в проведенном стационарном эксперименте. Эта настройка модели с соответствующей погрешностью определения влажности и давления влаги дает основание для ее использования на данном агроландшафте для аналогичных почвенно-ландшафтных условий. Поэтому модель HYDRUS, настроенную по почвенно-мелиоративным экспериментам в районе траншей 1 и 3, использовали для прогнозных расчетов динамики влажности почв в точках 1–10, а указанный заливочный эксперимент на траншее 3 – для точек 11–13.

Отметим, что принципиальных различий в гидрофизических свойствах почв стационарных точек около траншей 3 и 2 не обнаружилось. Существенные различия касались только задания условий на нижней границе почвенного профиля (на траншеях 1 и 3 – свободный сток, а на траншее 2 – уровень грунтовых вод). После того как модель была настроена на конкретных почвенно-ландшафтных условиях, мы попытались рассчитать долговременный прогноз гидрологического поведения ландшафта в соответствующих точках 1–13 для лет различной обеспеченности осадков и соответственно лет с разными запасами влаги. В этом случае использовалось гидрологическое понятие “обеспеченность” как характеристика запасов влаги в годы различной обеспеченности осадков. В гидрологии и мелиорации почв (расчетах осадков, температур, дренажного стока, весенних и осенних паводков и др.) применяют вероятностный подход, основанный на определении обеспеченности той или иной характеристики. Под обеспеченностью понимают вероятность появления (%) величины равной или больше данной в многолетнем ряду, то есть значение обеспеченности – это вероятность того, что рассматриваемое значение гидрологической величины может быть

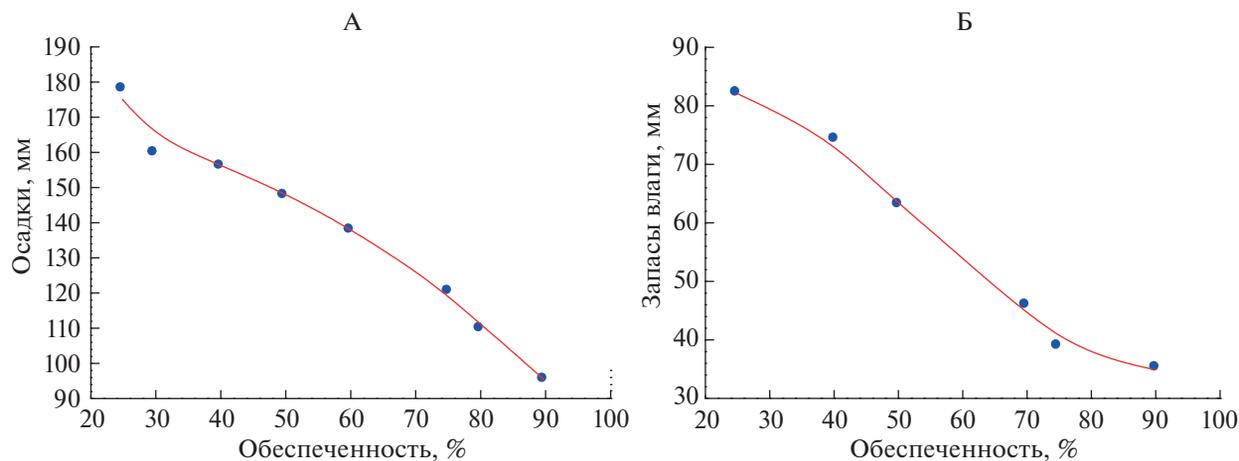


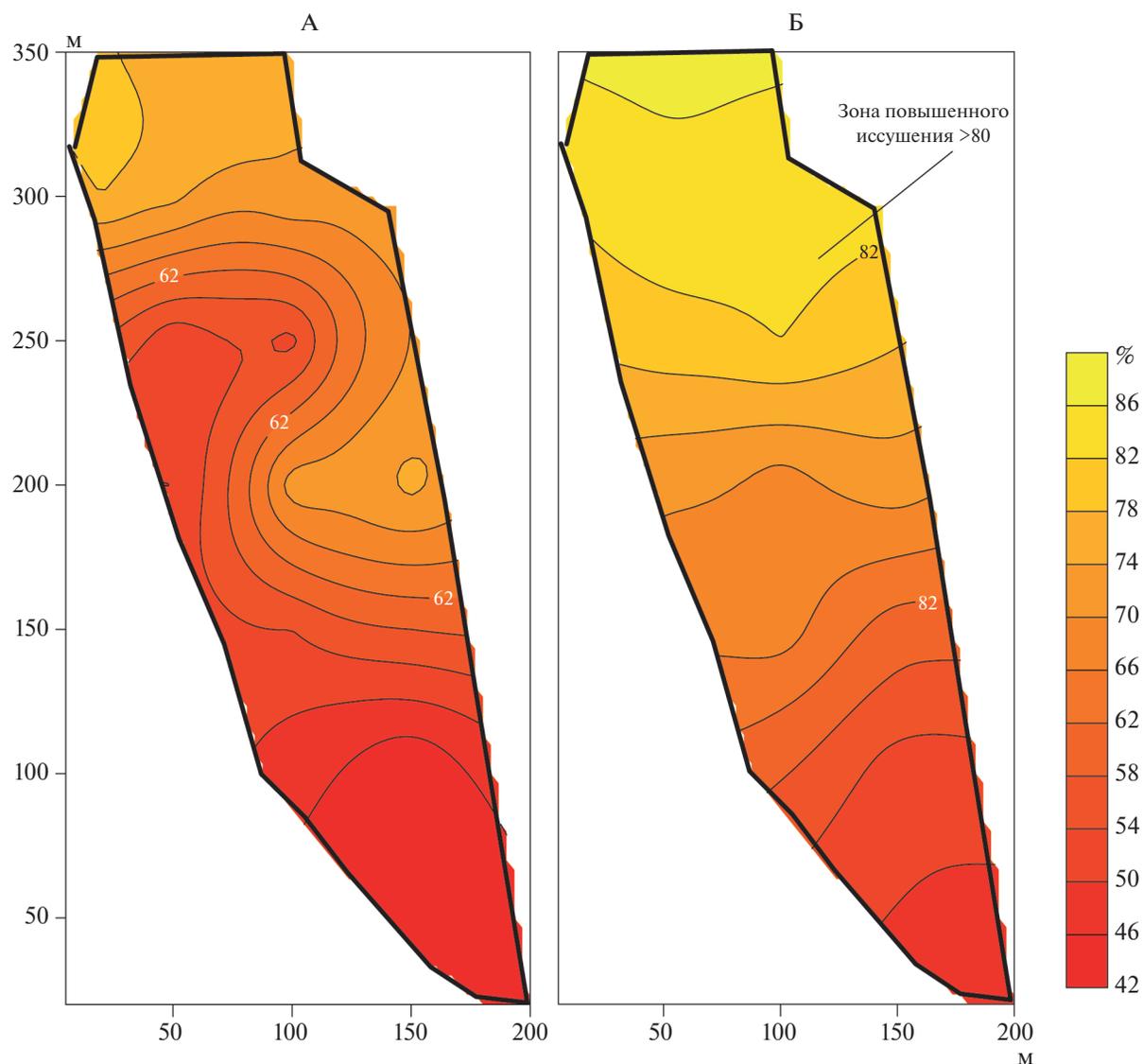
Рис. 4. Обеспеченность осадков по г. Пушкино (из интернета) (А) и запасов влаги в слое 0–20 см для агродерново-подзолистой почвы (Ельдигино) для периода май–сентябрь.

превышено. Например, обеспеченность осадков в 90% означает, что в 90% случаев эта величина осадков может быть превышена [6]. Отметим, что в Пушкинском районе Московской области количество осадков вегетационный период (май–сентябрь) изменялось от 180 до 95 мм, что соответствовало обеспеченности осадков от 25 до 90%. В то же время обеспеченность запасов влаги в 20-сантиметровой толще почвы по данным наших пятилетних наблюдений и специальных опытов изменялись от 82 до 35 мм, что соответствовало диапазону обеспеченности запасов влаги в слое 0–20 см от 25 до 90%. Эти кривые обеспеченности осадков и запасов влаги в 20-сантиметровой толще почвы за вегетационный период (май–сентябрь) приведены на рис. 4, А, Б.

Почему для характеристики гидрологии почв в агроландшафте необходимо использовать именно обеспеченности запасами влагой, а не традиционные величины запасов влаги? Дело в том, что запасы влаги – очень динамичная величина, например, при выпадении осадков запасы влаги резко меняются в агропочвах ландшафта. Поэтому их затруднительно использовать для проектирования, долговременной оценки, нахождения оптимального решения в агропроизводстве. Конечно, как реальная характеристика в реальном производственном времени величины запасов влаги наряду с ПГК должны и, безусловно, будут использоваться при ведении хозяйственных работ в агроландшафтах [4, 6, 7]. Однако для стабильной и долговременной характеристики, оценки, анализа и разработки проектов агросистем наряду с текущими запасами влаги рекомендуем использовать величину обеспеченности запасов влаги, указывая при этом слой почвы и период, для которого рассчитывается обеспеченность. Текущие запасы влаги в различных слоях почвы важны для

оперативного управления, а обеспеченность для долговременной оценки и возможных существенных катастрофических изменений в водном режиме почв. Видимо, обе эти характеристики при их целенаправленном сочетании способны дать долговременную и реальную динамическую оценки, изменение и прогноз водного режима почв агроландшафтов.

О расчетах кривой обеспеченности осадков. Кривая обеспеченности запасов влаги для 0–20 см получена благодаря расчетам по прогнозной математической модели HYDRUS в вегетационные периоды (май–сентябрь) по заданным величинам обеспеченности осадками от 25 до 90% для автоморфных условий, усредненным гидрофизическим свойствам слоя 0–20 см для всех почв. Полученная кривая обеспеченности запасами влаги приведена на рис. 4, Б по точкам 1–13 для 50%-ной обеспеченности. Для каждой точки (1–13) рассчитана обеспеченность запасов влаги с учетом гидрофизических свойств почв и условий на нижней границе. Для большей части поля нижнее граничное условие – свободный отток, для нижней части (точки 11–13) задается УГВ от 1.5 до 4 м. Верхнее граничное условие для всех расчетных точек одинаково. Таким образом, в показательном примере расчета обеспеченности запасов влаги в 20-сантиметровой толще в вегетационный период, изменяющимися по пространству факторами являются гидрофизические свойства почв, УГВ и обеспеченность осадков, которая и входит в виде верхнего граничного условия в расчет. (В данном подходе сначала задаются гидрофизические свойства по всем точкам, затем считается водный режим и оценивается обеспеченность.) В рассматриваемом случае горизонтальное передвижение влаги в ненасыщенной толще почвы считается пренебрежительно малым в сравнении с вертикаль-



**Рис. 5.** Обеспеченность запасами влаги в агропочве при 50- (А) и 75%-ной (Б) обеспеченности осадков в вегетационный период (май–сентябрь).

ным и не учитывается при горизонтальном переносе, где основную роль играют грунтовые воды в периоды осеннего накопления и весеннего снеготаяния, которые в данном примере не входили в расчеты.

Как видно из рис. 5, топооплеты обеспеченности запасов влаги в слое 0–50 см за периоды май–сентябрь несущественно, но закономерно различаются. В медианный год выделяется зона с глубокооугленными почвами в нижней части поля, характеризующаяся обеспеченностью запасов влаги менее 50% (то есть медианной обеспеченностью). В засушливый год при 75%-ной обеспеченности осадков, эта зона остается на медианном уровне обеспеченности запасов, но существенно возрастает. Более того, в засушливые

годы заметно снижается УГВ, что должно привести к существенному сокращению обеспеченности запасов в толщах 0–50 и 0–100 см, которые часто входят в агрономические оценочные и прогнозныe расчеты. Это потребует дополнительных расчетов и работы по их экспериментальному обеспечению (в частности, гидрофизическими функциями для толщи 50–100 см). Таким образом, используя статистическое понятие обеспеченности, можно представить изменения закономерностей обеспеченности запасов влаги в годы разной обеспеченности осадков, как итоговую многолетнюю характеристику гидрологии сельскохозяйственного поля в ландшафте.

Отметим, что приведенные данные по обеспеченности запасов влаги на территории опытного

поля Почвенного института им. В.В. Докучаева являются примером возможности использования в гидрологии почв статистических гидрологических понятий, позволяющих вести непрерывную оценку гидрологического режима почв. Приведенный пример характеризует обеспеченность запасами влаги только в толще 0–50 см и в период май–сентябрь, без учета зимних осадков и с некоторыми расчетными допущениями. Рассмотренный подход и экспериментальные данные по агроландшафту Зеленоградского стационара Почвенного института им. В.В. Докучаева представляет собой лишь центральный цифровой образ, который можно использовать в почвенной гидрологии при ее переходе к количественным ландшафтными современным подходам.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью использования почвенно-гидрологического и мелиоративного понятия “обеспеченность”, соответствующих методов и экспериментов, а также математически адаптированных моделей для лет с разной обеспеченностью осадками обоснован подход и представлена экспериментальная картина обеспеченности запасов влаги в исследуемом агроландшафте. Изоплеты обеспеченности запасов влаги являются основным документом создающихся гидрологических (и температурных) условий. Эта карта изоплет обеспеченности запасами влаги является основой для анализа гидрологической ситуации в агроландшафте, выделения критических зон и периодов его гидрологического функционирования. Она может быть использована как основа для нахождения оптимальных решений для планирования и управления водным и тепловым режимами почв.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-29-05112 мк) – 50% и по теме госзадания: “Физические основы экологических функций почв: технологии мониторинга, прогноза и управления” – 50%.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроэкологическая оценка земель, проектирование адаптивно-ландшафтных систем земледелия и агротехнологий / Под ред. В.И. Кирюшина, А.Л. Иванова. М.: Росинформагротех, 2005. 794 с.
2. Болотов А.Г., Шеин Е.В., Макарычев С.В. Водоудерживающая способность почв Алтайского края // Почвоведение. 2019. № 2. С. 212–219.
3. Гусев Е.М., Джоган Л.Я. Мульчирование как важный элемент стратегии использования ресурсов естественного увлажнения в агроэкосистемах степного Крыма // Почвоведение. 2019. № 3. С. 348–354.
4. Зайдельман Ф.Р. Гидрологический режим почв Нечерноземной зоны. Генетические, агрономические и мелиоративные аспекты. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 328 с.
5. Зайдельман Ф.Р. Мелиорация почв. М.: КДУ, 2017. 290 с.
6. Зайдельман Ф.Р., Смирнова Л.Ф., Шваров А.П., Никифорова А.С. Практикум по курсу “Мелиорация почв”. Тула: Гриф и К, 2008. 92 с.
7. Кирюшин В.И. Концепция развития земледелия в Нечерноземье. М.: Квадро, 2020. 276 с.
8. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
9. Мади А.И., Шеин Е.В. Насыщенная гидравлическая проводимость почв: экспериментальные определения и расчет с помощью петротрансферных функций // Агрофизика. 2018. № 1. С. 37–44. <https://doi.org/10.25695/AGRP.2018.01.05>
10. Муромцев Н.А., Анисимов К.Б. Особенности формирования водного режима дерново-подзолистой почвы на различных элементах почвенной катены // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. Вып. 77. С. 78–93.
11. Муромцев Н.А., Семенов Н.А., Анисимов К.Б. Особенности влагопотребления и влагообеспеченности растений различных экологических групп // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2016. Вып. 82. С. 71–87.
12. Панина С.С., Шеин Е.В. Математические модели влагопереноса в почве: значение экспериментального обеспечения и верхних граничных условий // Вестник МГУ. Сер. 17. Почвоведение. 2014. № 3. С. 45–50.
13. Шеин Е.В. Гидрология почв: этапы развития, современные тенденции, ближайшие перспективы // Почвоведение. 2010. № 2. С. 175–185.
14. Шеин Е.В., Болотов А.Г., Умарова А.Б. и др. Руководство по использованию цифровых датчиков в режимных наблюдениях на полевой практике по физике почв. М.: КДУ, 2019. 52 с.
15. Шеин Е.В., Скворцова Е.Б., Панина С.С., Умарова А.Б., Романенко К.А. Гидродепозитарные и гидропроводящие свойства при моделировании влагопереноса в дерново-подзолистых почвах с помощью физически обоснованных моделей // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. Вып. 80. С. 71–82.
16. Lees M.J. Data-based mechanistic modelling and forecasting of hydrological systems // J. Hydroinformatics. 2000. № 2. P. 15–34. <https://doi.org/10.2166/hydro.2000.0003>
17. Li Y., Zhang Q., Lu J., Yao J., Tan Z. Assessing surface water–groundwater interactions in a complex river-floodplain wetland-isolated lake system // River Res. Appl. 2019. V. 35. 25–36. <https://doi.org/10.1002/rra.3389>
18. Liang X., Lettenmaier D.P., Wood E.F., Burges S.J. A simple hydrologically based model of land surface water

- and energy fluxes for GSMs // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99(D7). P. 14415–14428.
19. *Lin H., Bouma J., Pachepsky Y., Western A., Thompson J., van Genuchten R., Vogel H.-J., Lilly A.* *Hydropedology: synergistic integration of pedology and hydrology* // *Water Resour. Res.* 2006. V. 42. W05301. <https://doi.org/10.1029/2005WR004085>
  20. *Lin H.S.* *Hydropedology: towards new insights into interactive pedologic and hydrologic processes across scales* // *J. Hydrology.* 2011. V. 406. P. 141–145. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.054>
  21. *Lin H.S., Bouma J., Wilding L. et al.* *Advances in hydrology* // *Adv. Agron.* 2005. V. 85. P. 1–89.
  22. *Lohse K.A., Dietrich W.E.* *Contrasting effects of soil development on hydrological properties and flow paths* // *Water Resour. Res.* 2005. V. 41. W12419. <https://doi.org/10.1029/2004WR003403>
  23. *McDonnell J.J., Sivapalan M., Vache K. et al.* *Moving beyond heterogeneity and process complexity: a new vision for watershed hydrology* // *Water Resour. Res.* 2007. V. 43. W07301.
  24. *Rasmussen C., Troch P.A., Chorover J. et al.* *An open system framework for integrating critical zone structure and function* // *Biogeochemistry.* 2011. V. 102. P. 15–29. <https://doi.org/10.1007/s10533-010-9476-8>
  25. *Schaap M.G., Leij F.J., van Genuchten M.T.* ROSETTA: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions // *J. Hydrol.* 2002. V. 251. P. 163–176.
  26. *Shein E.V., Dembovetsky A.V., Panina S.S.* *Modeling soil water movement under low head ponding and gravity infiltration using data determined with different methods* // *Procedia Environ. Sci.* 2013. V. 19. P. 553–555. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.062>
  27. *Stefano M., Bernasconi A., Bauder B. et al.* *Chemical and biological gradients along the Damma Glacier soil chronose (Switzerland)* // *Vadose Zone J.* 2011. V. 10. P. 867–883.
  28. *Strayer D.L., Beighley R.E., Thompson L.C. et al.* *Effects of land cover on stream ecosystems: Roles of empirical models and scaling issues* // *Ecosystems.* 2003. № 6. P. 407–423. <https://doi.org/10.1007/s10021-002-0170-0>
  29. *Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.* *Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines* // *Water Resour. Res.* 1980. V. 16. № 3. P. 574–582.
  30. *Van Looy K., Bouma J., Herbst M. et al.* *Pedotransfer Functions in Earth System Science: Challenges and Perspectives* // *Rev. Geophys.* 2017. V. 55. P. 1199–1256. <https://doi.org/10.1002/2017RG000581>

## Soil Hydrology of Agricultural Landscapes: Quantitative Description, Research Methods, Availability of Soil Moisture Reserves

E. V. Shein<sup>1, 2, 3, \*</sup>, A. G. Bolotov<sup>3</sup>, and A. V. Dembovetskiy<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>2</sup>*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

<sup>3</sup>*Upper Volga Federal Agrarian Research Center, Suzdal, Vladimir Oblast, 601260 Russia*

\*e-mail: [evgeny.shein@gmail.com](mailto:evgeny.shein@gmail.com)

Soil hydrology has deep Russian roots, related primarily to the theory and application of hydrological constants. These criteria values were used mainly to assess the soil hydrological conditions in stationary observations, whereas the attempts to arrange hydrological observations in the landscape rested on the huge, often impracticable complexity of work, calculations, and unreliable quantitative forecast. Currently, there are new opportunities for experimental research, digital analysis and forecasting of hydrological parameters of soils in the landscape. A new quantitative approach to the use of digital technologies for monitoring moisture reserves and temperature in the soils of the agricultural landscape, dynamics and probabilistic calculations of the availability of these values has been developed. It is proposed to create an information and measurement system based on the soil map with the studied thermal and hydrophysical characteristics of soils, to calculate the dynamics of moisture and temperature for given time periods and conditions of different availability of heat and precipitation, and to quantify the availability of moisture reserves in the soils of the agricultural landscape. This system of observations, assessment and forecast includes the use of modern technologies for determining soil moisture and temperature, the adaptation of predictive physically based models for calculating the dynamics of moisture reserves depending on the availability of precipitation and conditions at the lower boundary of soil profiles. The article deals with the hydrological analysis of soils with the example of an agricultural landscape within the Zelenograd experimental polygon of the V. V. Dokuchaev Soil Institute in the village of Eldigino, Pushkinsky raion, Moscow oblast, Russian Federation.

**Keywords:** water and thermal regimes of soils, forecast, hydrophysics, physically based models, hydrothermal characteristics, soddy-podzolic clay loamy soil, Albic Glossic Retisols (Loamic, Aric, Cutanic)

УДК 551.579

## ЦИФРОВОЕ ПОЧВЕННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ВОДОСБОРОВ (ЮГ ПРИМОРСКОГО КРАЯ)

© 2021 г. А. Н. Бугаец<sup>a, b, \*</sup>, Н. Ф. Пшеничникова<sup>a</sup>, А. А. Терешкина<sup>a</sup>, С. Ю. Лупаков<sup>a, b</sup>,  
Б. И. Гарцман<sup>a, b</sup>, В. В. Шамов<sup>a</sup>, Л. В. Гончуков<sup>a, c, e</sup>, О. М. Голодная<sup>d</sup>,  
С. М. Краснопеев<sup>a</sup>, Н. К. Кожевникова<sup>d</sup>

<sup>a</sup>Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения РАН,  
ул. Радио, 7, Владивосток, 690041 Россия

<sup>b</sup>Институт водных проблем РАН, ул. Губкина, 3, Москва, 117971 Россия

<sup>c</sup>Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,  
ул. Фонтанная, 24, Владивосток, 690091 Россия

<sup>d</sup>Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии Дальневосточного отделения РАН,  
пр-т 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

<sup>e</sup>Приморское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды,  
ул. Мордовцева, 3, Владивосток, 690091 Россия

\*e-mail: andreybugaets@yandex.ru

Поступила в редакцию 07.04.2020 г.

После доработки 19.05.2020 г.

Принята к публикации 24.10.2020 г.

Для бассейна р. Правая Соколовка (южная часть хребта Сихотэ-Алиня, Приморский край) создана цифровая почвенная карта масштаба 1 : 50000. Основными единицами легенды являются почвенные подтипы. Сделана попытка адаптировать региональную номенклатуру почв к современной почвенной классификации России и провести корреляцию с номенклатурой почв Всемирной реферативной базы почвенных ресурсов (WRB). Описание каждого ареала включает сведения по условиям формирования почв на уровне подтипа. Показано, что в почвенно-растительном покрове четко выражена вертикальная зональность. В качестве объектов моделирования выбраны 3 малых водосбора с площадью 3.5–7.6 км<sup>2</sup>. Для моделирования динамики компонентов водного баланса использована гидрологическая модель с открытым кодом SWAT. Для калибровки модели использованы данные литературных источников, стационарных исследований и наблюдательной сети Росгидромета. Для оценки результатов моделирования использованы общепринятые в гидрологии критерии. Модель хорошо воспроизводит гидрографы стока средних и многоводных лет, на 10–20% занижает пиковые значения расходов воды паводков, вызванных интенсивными осадками. Приводятся полученные в результате калибровки значения параметров модели и гидрологических характеристик почв, расчетные данные динамики элементов водного баланса.

**Ключевые слова:** почвенная карта, малые водосборы, моделирование стока, водный баланс, SWAT

**DOI:** 10.31857/S0032180X21050051

### ВВЕДЕНИЕ

Цифровая почвенная картография является основой для решения широкого круга задач ряда смежных областей науки, имеющих общую информационную базу. Развитие этого подхода связано с решением крайне актуальной проблемы создания единой цифровой топографической основы и унификации используемых материалов. Существующие почвенные карты и информация о почвенных характеристиках обычно содержатся в разных источниках, их сбор и подготовка является сложной задачей. Кроме этого, существует

проблема пространственной репрезентативности почвенных данных при проведении исследований в масштабе водосборов [37, 41]. Для повышения информативности почвенных карт применяются современные методики ГИС-анализа и численного моделирования [48, 50, 51]. Опыт создания универсальных глобальных и региональных покрытий, представляющих в количественной форме разнообразные характеристики почв [44, 47], показал высокую эффективность применения подобных разработок при использовании в информационно-моделирующих системах, фактически

составляющих основу современных междисциплинарных исследований [22, 39].

В настоящее время понятийный аппарат гидрологии почв широко применяется в современных гидроэкологических моделях [5, 22, 35, 36]. Разработка и применение моделей, обобщение их параметров по сути является средством формализации знаний и проверки гипотез [33]. В связи с этим перспективны комплексные исследования, проводимые в масштабе водосбора и использующие речные бассейны как фундаментальные геоморфологические элементы [12].

С этой точки зрения оптимальной репрезентативностью обладают небольшие относительно однородные по ландшафтным условиям экспериментальные водосборы. Подобные исследования составляют основу для обобщения и экстраполяции результатов на основе принципа ландшафтного сходства для более крупных речных бассейнов. В то же время следует отметить, что изучение и моделирование гидрологического режима малых водосборов отличается повышенной сложностью, обусловленной слабой инерцией при реакции на внешние воздействия, а также необходимостью детального учета особенностей стокоформирующих факторов [2, 38, 39].

Решение указанных задач особенно актуально для рек юга Дальнего Востока с крайне неустойчивым режимом увлажнения во внутригодовом и многолетнем аспектах, связанным с муссонным характером климата и мощными дождевыми паводками. В представленном исследовании с помощью методов цифровой картографии создана почвенная карта бассейна р. Правая Соколовка масштаба 1 : 50000, проведена корреляция региональной классификации почв с современной классификацией почв России [16] и WRB [20]. Изложен опыт подготовки данных о характеристиках почвенного покрова для калибровки и верификации гидрологической модели с открытым кодом Soil and Water Assessment Tool (SWAT 2012) для трех экспериментальных водосборов.

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования является бассейн р. Правая Соколовка в пределах территории Верхнеуссурийского стационара ФНЦ Биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН (44°02' N, 134°11' E). Правая Соколовка является правым притоком четвертого порядка р. Уссури. Площадь водосбора 45 км<sup>2</sup>, перепад высот находится в диапазоне от 444 до 1108 м (здесь и далее приводятся отметки абсолютных высот). Ширина долины р. Правая Соколовка в нижней части 200–500 м, вверх по течению долина сужается до 40–50 м [26]. В почвенном покрове, согласно почвенно-географическому районированию [13], преоб-

ладают буроземы, относящиеся в Мировой реферативной базе почвенных ресурсов (WRB) к почвенной реферативной группе Cambisol [20]. В интервале высот 500–900 м территория покрыта хвойно-широколиственными лесами; здесь распространены буроземы, сформированные на склоновом делювии и пойменные почвы на аллювиальных отложениях. В поясе 800–1000 м под темнохвойными лесами на элювиальных и элювиально-делювиальных отложениях вершин и склонов преобладают ржавоземы грубогумусовые иллювиально-гумусированные типичные и оподзоленные (табл. 1).

По природным условиям территория бассейна представляет собой характерный низко-среднегорный участок южного Сихотэ-Алиня. Климат района формируется под влиянием восточноазиатского муссона. Средняя годовая температура воздуха составляет 0.7°C, с максимумом 37–38°C в июле-августе и минимумом минус 43–45°C в январе. Среднегодовое количество осадков 780 мм, из них более 80% приходится на теплый период (апрель–октябрь). Количество осадков может существенно варьировать от года к году, в летне-осенний период отклонения могут достигать 40–170% от сезонной нормы. Суточный максимум осадков обусловлен влиянием тропических циклонов в августе–сентябре и может превышать 100 мм. Дождевые паводки, наблюдаемые в летне-осенний период, вносят основной вклад (в отдельные годы до 90%) в общий годовой объем стока. Высота снежного покрова составляет 52–102 см, максимальная глубина промерзания изменяется в пределах 53–125 см.

В качестве объектов моделирования рассмотрены 3 экспериментальных водосбора, расположенных в бассейне р. Правая Соколовка: Медвежий (7.6 км<sup>2</sup>), Еловый (3.5 км<sup>2</sup>) и Березовый (3.5 км<sup>2</sup>) (рис. 1). Долина ручья Елового слабо выработана, склоны выпуклые, крутые (до 25°), ширина в верховьях 200–250 м, в нижней части – 500–800 м [14]. В истоках ручья отметки основного водораздела около 1000 м. На водоразделах встречаются выходы горных пород на дневную поверхность. Грунтовые воды – преимущественно трещинные [32]. Долина ручья Медвежьего в замыкающем створе ручья широкая, выработанная, склоны крутые, выпуклые, в нижней части водосбора они местами круто обрываются к днищу долины. Отметки водораздельной линии находятся в пределах 700–900 м. Здесь получили распространение породы юрского возраста, которые представлены трещиноватыми песчаниками, алевролитами с обломками и глыбами известняков, кремней, габброидов, а также туфами и лавами основного состава. Подземные воды получают питание за счет инфильтрации атмосферных осадков на склонах и водоразделах и иногда выходят на поверхность в виде родников в понижениях рельефа [31].

**Таблица 1.** Легенда почвенной карты бассейна р. Правая Соколовка

Код почвы	Индекс почвы [16]	Название почвы по региональной классификации [15]	Название почвы по современной классификации почв России [16]	WRB [20]	% общей площади
Пояс горных буро-таежных почв темнохвойных лесов [15]					
Ландшафты быстрого водообмена					
1	Р <sub>ж</sub> <sup>иг</sup> <sub>гр</sub>	Горные буро-таежные иллювиально-гумусовые неоподзоленные и оподзоленные	Ржавоземы грубогумусовые иллювиально-гумусированные типичные и оподзоленные	Dystric Cambisols (Humic) Dystric Cambisols (Humic, Nechic )	17.8
2	Л <sub>з</sub> <sup>иг</sup> <sub>ср</sub>	Горные буро-таежные иллювиально-гумусовые слаборазвитые	Литоземы серогумусовые иллювиально-гумусированные	Dystric Skeletic Leptosols (Humic)	6.1
Пояс горно-лесных бурых почв хвойно-широколиственных лесов					
Ландшафты быстрого водообмена					
3	Бр	Горно-лесные бурые	Буроземы типичные	Dystric Cambisols	54.1
4	Л <sub>з</sub> <sup>ср</sup>	Горно-лесные бурые слаборазвитые	Литоземы серогумусовые типичные	Dystric Skeletic Leptosols	1.1
Ландшафты сдержанного водообмена					
5	Бр <sup>оп</sup>	Горно-лесные бурые оподзоленные	Буроземы оподзоленные	Dystric Cambisols (Nechic)	9.2
6	Бр <sup>г</sup>	Горно-лесные бурые глеевые	Буроземы глееватые	Dystric Gleyic Cambisols	1.6
7	Бр <sup>г*</sup>	Горно-лесные бурые поверхностно-глееватые	Буроземы поверхностно-глееватые	Dystric Stagnic Gleyic Cambisols	3.1
Почвы пойменных ландшафтов					
8	А <sub>л</sub> <sup>д</sup>	Бурые лесные на аллювиальных отложениях	Буроземы типичные	Dystric Fluvic Cambisols	0.8
9	А <sub>л</sub> <sup>д</sup>	Остаточно-пойменные	Аллювиальные серогумусовые (дерновые) типичные	Dystric Fluvisols	5.0
10	Т <sub>э</sub> <sup>п</sup>	Торфянисто-перегнойно-глеевые	Эутрофные перегнойно-торфяные	Dystric Sapric Histosols	1.2

\* Данные подтипы не предусмотрены [16].

Долина ручья Березового узкая и глубокая с фрагментами надпойменной террасы и крутыми (до 30°–35°) выпуклыми склонами, изредка прорезанными относительно глубокими эрозионными ложбинами [19]. Отметки наивысших точек основного водораздела в истоках ручья превышают 1000 м. Бассейн ручья расположен на тектоническом контакте юрских и триасовых отложений. Породы триаса состоят из песчаника, гравелита, конгломератов, алевролитов и кремнистых пород. Верхняя часть бассейна представлена более

молодыми позднемиоценовыми породами. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и выходов вод других горизонтов [31].

Материалами исследования являются данные полевых наблюдений, выполненных в теплые периоды 2011–2019 гг. [10]. Устьевые участки исследуемых ручьев были оборудованы цифровыми уровнемерами Solinst (Канада), временное разрешение измерений – 15 мин. Расход воды измеряли вручную с помощью электромагнитного измери-

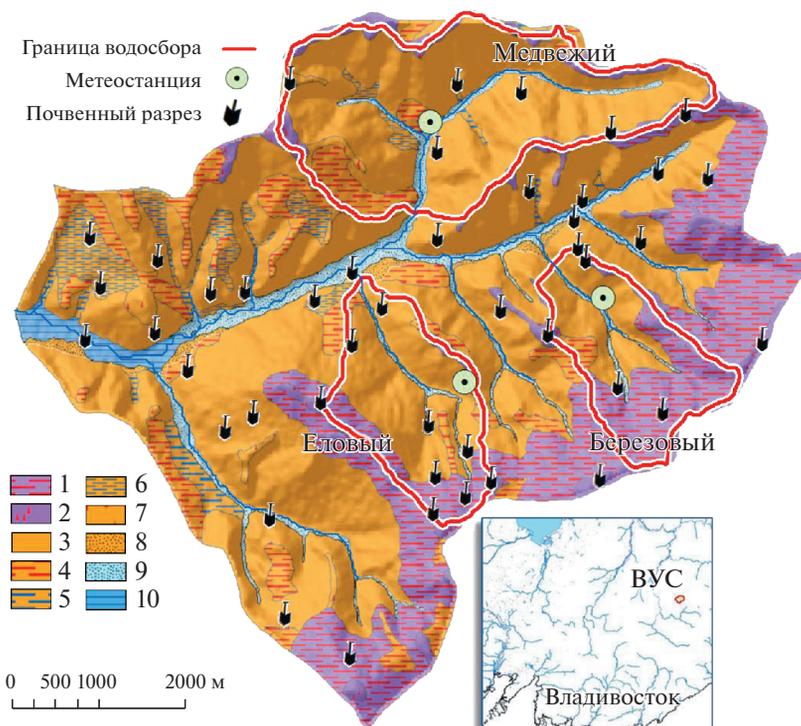


Рис. 1. Цифровая почвенная карта Верхнеуссурийского стационара (ВУС) с отмывкой рельефа, коды легенды даны в соответствии с табл. 1.

теля скорости потока SEBA (Германия). На основе этих данных построены кривые связи расход — уровень и созданы непрерывные ряды среднесуточных расходов воды. В теплый период года в пределах исследуемых водосборов функционировали 3 автоматические метеостанции Delta-T (Великобритания), фиксирующие ход основных метеопараметров (осадков, температуры, влажности воздуха, солнечной радиации, показателей ветрового режима) с 15-минутным разрешением на высотах: 550 м (ручей Медвежий), 650 м (ручей Березовый) и 670 м (ручей Еловый). Для холодного периода года полевые данные дополнены материалами наблюдений метеостанции Чугуевка (ВМО 31939) Приморского УГМС, данные о солнечной радиации получены из расчетов численной модели атмосферы WRF-ARW [11].

## ПОЧВЕННАЯ КАРТА

Основой для составления цифровой почвенной карты явилось описание почвенного покрова бассейна р. Правая Соколовка, выполненное сотрудниками ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, Дальневосточного научно-исследовательского института лесного хозяйства, Дальневосточного федерального университета [6–8, 17–19, 25–27, 34]. В работе [26] приведена группировка горно-лесных почв бассейна р. Правая Соколовка (на уровнях: тип, под-

тип, род, вид, разновидность), на основании которой составлена почвенная карта Верхнеуссурийского стационара в масштабе 1 : 25000 на бумажном носителе.

Для построения цифровой почвенной карты (рис. 1) применялась методика, изложенная в работах [3, 4, 29, 30]. В качестве топографической основы использована цифровая модель рельефа с пространственным разрешением 30 м (SRTM30, <http://www.dgadv.com/srtm30/>) и оцифрованная ранее геологическая карта М 1 : 200000 [4]. Для уточнения местоположения почвенных разрезов, характеризующих выделенные почвенные ареалы и их связь с растительностью, использован план лесонасаждений Верхнеуссурийского стационара, составленный сотрудниками ДальНИИЛХ [23].

Основными единицами легенды (табл. 1) являются подтипы. Легенда составлена в соответствии с региональной классификацией Иванова [15] с разделением почв по характеру водообмена. Данный подход наиболее близок к существующим классификациям на основе гидрологических свойств почв, использующихся в известных информационно-моделирующих гидрологических системах [49]. Проведена корреляция региональной классификации почв с современной классификацией почв России [16] и номенклатурой почв Всемирной реферативной базой почвенных ресурсов (WRB) [20]. Каждый почвенный ареал включает данные по

**Таблица 2.** Почвы, элементы рельефа и растительность

Код почвы	Элемент рельефа	Растительность (по [24])
1	Вершины и выположенные поверхности водораздельных территорий, верхние и средние части крутых склонов	Влажные разнотравно-папоротниковые ельники с кедром, березой желтой и липой; влажные папоротниковые ельники с кедром, березой желтой и липой; влажные ельники с кедром, березой желтой и липой
2	Выположенные водоразделы, верхние части крутых склонов	Свежие кедровники с березой желтой и дубом; свежие мелко-травно-зеленомошные ельники; влажные папоротниковые ельники с кедром, березой желтой и липой
3	Средние и верхние части склонов	Свежие кедровники с березой желтой и дубом; свежие кедровники с липой и березой желтой
4	Узкие выположенные водоразделы	Свежие кедровники с березой желтой и дубом
5	Выположенные средние части склонов	Свежие кедровники с березой желтой и дубом; свежие кедровники с липой и березой желтой
6	Нижние части пологих и очень пологих склонов	Влажные кедровники с широколиственными породами
7	Нижние и средние части пологих и очень пологих склонов	Влажные кедровники с широколиственными породами
8	Надпойменные террасы	Влажные кедровники с широколиственными породами
9	Пойменные террасы	Влажные кедровники с широколиственными породами
10	Заболоченные участки поймы	Сырые кедровники с ясенем и ильмом

**Таблица 3.** Распределение почв по преобладающим почвообразующим породам, % от площади, занимаемой данной почвой

Код почвы	Аллювий	Элювий, элюво-делювий					
	галечники и пески	базальты	песчаники	туфогенные песчаники	граниты	липариты	сиениты
1	—	7.1	10.1	63.7	8.3	10.8	—
2	—	32.6	17.0	46.1	1.9	2.4	—
3	4.7	27.3	16.6	45.0	1.5	3.4	1.5
4	9.5	6.5	8.8	61.0	1.3	8.8	4.1
5	0.9	27.0	22.4	49.7	—	—	—
6	9.2	10.5	38.5	41.8	—	—	—
7	—	18.2	10.4	54.6	4.9	6.5	5.4
8	72.8	—	20.1	7.1	—	—	—
9	22.8	18.6	24.0	34.4	0.5	2.6	0.7
10	97.2	—	1.5	1.3	—	—	—

условиям формирования почв на уровне подтипа (табл. 2, 3).

В почвенно-растительном покрове четко выражена вертикальная зональность. В пределах бассейна р. Правая Соколовка она представлена двумя почвенно-растительными поясами: верхним поясом горных буро-таежных и горно-подзолистых почв темнохвойных лесов и поясом горно-лесных бурых почв хвойно-широколиственных лесов [15]. Анализ выполнен последовательно для

почв среднегорных, низкогорных и горно-пойменных ландшафтов.

В пределах среднегорья под влажными ельниками с кедром развиты ржавоземы грубогумусовые иллювиально-гумусированные (17.8% общей площади водосбора). Для этих почв характерна глубокая гумусированность профиля. Почвообразующие породы представлены преимущественно песчаниками (табл. 3), и в меньшей степени базальтами, гранитами, липаритами и сиенитами. Отмечается повышенная скелетность не только в

иллювиальной части профиля (обломки почвообразующих пород составляют 60–90% от объема почвенной массы), но и нередко в верхней гумусированной части – до 60%. Высокое содержание обломочного материала обеспечивает свободный внутрипочвенный дренаж.

Ржавоземы грубогумусовые иллювиально-гумусированные представлены двумя подтипами: типичными и оподзоленными. Первые приурочены к верхним и средним частям склонов средней крутизны под папоротниковыми елово-пихтовым лесами. Вторые формируются на выложенных вершинах водоразделов под ельниками с участием мхов в напочвенном покрове. На выложенных вершинах водоразделов под свежими кедровниками и зеленомошными ельниками на базальтах и песчаниках распространены литоземы серогумусовые иллювиально-гумусированные (6.1%).

В поясе хвойно-широколиственных лесов широкое распространение (68.0% общей площади) получили буроземы. Их типичные подтипы (54.1%) развиты под свежими кедровниками на крутых склонах до высот 800 м. Почвообразующие породы представлены в основном базальтами и песчаниками. Почвы характеризуются быстрым водообменом. На высотах ниже 500–600 м в условиях выложенного рельефа и сдержанного водообмена формируются буроземы оподзоленные, занимающие 9.2% общей площади бассейна, а в местах с затрудненным водообменом – буроземы глееватые (1.6%) и поверхностно-глееватые (3.1%). К верхним частям склонов приурочены литоземы серогумусовые (1.1%).

Среди почв пойменных ландшафтов преобладают (5.8% площади) аллювиальные серогумусовые (дерновые) типичные, которые развиты на надпойменной террасе на песчано-галечниковых отложениях и характеризуются быстрым водообменом. Эутрофные перегнойно-торфяные почвы приурочены к заболоченным участкам поймы под ольхово-ясеневыми лесами, имеют ограниченное распространение (1.2%) и характеризуются затрудненным и застойным водообменом.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Расчет динамики элементов водного баланса трех экспериментальных водосборов выполнен с помощью модели с открытым исходным кодом SWAT (Soil and Water Assessment Tool, <http://swat.tamu.edu/>) [35]. Модель описывает основные процессы гидрологического цикла суши: инфильтрацию, испарение, термический и водный режимы почв, образование и таяние снежного покрова, формирование поверхностного, внутрипочвенного и грунтового стока. Пространственная струк-

тура основана на естественной конфигурации гидрографической сети, морфометрических и ландшафтных характеристиках бассейна. SWAT разбивает речной бассейн сетью элементарных водосборов, которые в свою очередь делятся на гидрологические расчетные единицы [46], характеризующиеся внутренней однородностью почвенного покрова, элементов рельефа, типа землепользования и растительного покрова. В качестве входной информации модель использует данные метеорологических наблюдений: атмосферные осадки, суточные данные об относительной влажности и температуре (максимальной и минимальной) воздуха, скорости ветра, солнечной радиации.

Подготовка структурной основы моделирования выполнена с помощью ГИС-интерфейса ArcSWAT. Расчет морфометрических параметров выполнен по цифровой модели рельефа SRTM30, данные о растительном покрове скоррелированы с классификацией типов землепользования SWAT. Почвенные характеристики – глубина горизонтов, плотность и плотность твердой фазы почвы, наименьшая влагоемкость, содержание гумуса, гранулометрический состав почвы, коэффициенты фильтрации – обобщены по данным работ [6, 7, 21, 28]. Переход по гранулометрическому составу от классификации Качинского к международной классификации, используемой в модели SWAT, выполнен с помощью кумулятивной кривой [32]. Речной бассейн характерен представлением о естественных характеристиках склонов и водотоков (длинах и уклонах) [9], разбит на частные водосборы средней площадью ~1 км<sup>2</sup>.

Моделирование выполнено непрерывно с суточным шагом: для ручья Еловый за период 2012–2014 гг., для ручья Медвежий – 2015–2017 гг., для ручья Березовый – 2015–2019 гг. Априорная оценка калибруемых параметров выполнена на основе обобщения данных литературных источников и ранее полученных результатов моделирования для водосборов верхней Уссури [2, 38, 43]. Калибровка выполнена вручную для переменных, входящих в уравнения блоков поверхностных, внутрипочвенных и грунтовых вод с помощью инструментов интерфейса ArcSWAT. Значение параметров модели SWAT, полученные в результате калибровки, приведены в (табл. 4).

Полученные значения параметра водоотдачи в условиях нормального увлажнения  $CN2$  соответствуют рекомендациям SCS [49] для почв горных водосборов, обладающих высокой водопроницаемостью (группа “А”). Полученные значения коэффициента шероховатости склонов  $OV_N$  следует рассматривать как интегральное сопротивление в условиях образования подповерхностного (контактного) стока на относительных водоупорах, ха-

**Таблица 4.** Значения параметров модели SWAT, полученные в результате калибровки

Водосбор	<i>CN2</i>	<i>OV_N</i>	<i>DEP_IMP</i> , м	<i>ALPHA_BF</i>	<i>GW_DELAY</i> , сут	<i>GWQMN</i> , мм	<i>GW_REVAP</i> , мм	<i>REVAPMN</i> , мм	<i>RCHRG_DP</i>	<i>ESCO</i>
Березовый	37	15	4.50	0.95	1.20	10	0.02	35	0.50	0.65
Еловый	35	0.1	5.00	0.12	1.20	0.0	0.20	30	0.10	0.46
Медвежий	35	30	4.25	0.25	1.50	50	0.20	25	0.55	0.10

Примечание. *CN2* – параметр водоотдачи в условиях нормального увлажнения [49], *OV\_N* – коэффициент шероховатости склонов, *DEP\_IMP* – глубина залегания водонепроницаемого слоя, *ALPHA\_BF* – коэффициент рецессии грунтовой емкости, *GW\_DELAY* – время достижения осадками зеркала грунтовых вод, *GWQMN* – пороговое значение уровня грунтовых вод, при котором появляется возвратный сток, *GW\_REVAP* – коэффициент капиллярного поднятия, *REVAPMN* – пороговое значение уровня грунтовых вод, при котором возникает капиллярное поднятие, *RCHRG\_DP* – доля грунтовых вод, питающих глубокие подземные горизонты, *ESCO* – параметр компенсации испарения.

рактерного для почв с сильно скелетным профилем и хорошим дренажом [10, 12].

Глубина залегания водонепроницаемого слоя *DEP\_IMP* соответствует предполагаемой нижней границе геологического субстрата [31]. Параметр *GW\_DELAY* соответствует быстрым инфильтрации и времени достижения обильными осадками зеркала грунтовых вод, *ALPHA\_BF* характеризует быструю реакцию грунтовых вод. Пороговое значение уровня грунтовых вод, при котором может возникнуть возвратный сток *GWQMIN*, и значение параметра компенсации испарения (из нижних почвенных горизонтов) *ESCO*, существенно различаются для водосборов северной (ручей Еловый) и южной (ручей Медвежий) экспозиции. Капиллярное поднятие может происходить даже при минимальных запасах грунтовых вод (*REVAPMN*). Параметр *RCHRG\_DP* определяет долю грунтовых вод, питающих глубокие подземные горизонты, в данном случае это безвозвратные потери на питание трещинных вод.

Периоды калибровки модели, согласно рекомендациям [36], включают основные фазы водного режима водотоков (весеннее половодье, периоды летней межени и летне-осенние паводки). Валидация полученных в результате калибровки параметров модели и гидрологических свойств почв выполнена с помощью переноса калиброванных значений по принципу ландшафтного сходства от относительно однородных к более сложным водосборам. Сначала калибровка модели была выполнена для водосбора ручья Медвежий, который полностью находится в поясе горно-лесных бурых почв хвойно-широколиственных лесов (рис. 1, код почв 3, 4, табл. 1). Затем полученные значения были перенесены на водосборы ручьев Еловый и Березовый, где почвы подтипов данного пояса занимают 80 и 50% соответственно. Калибровка для

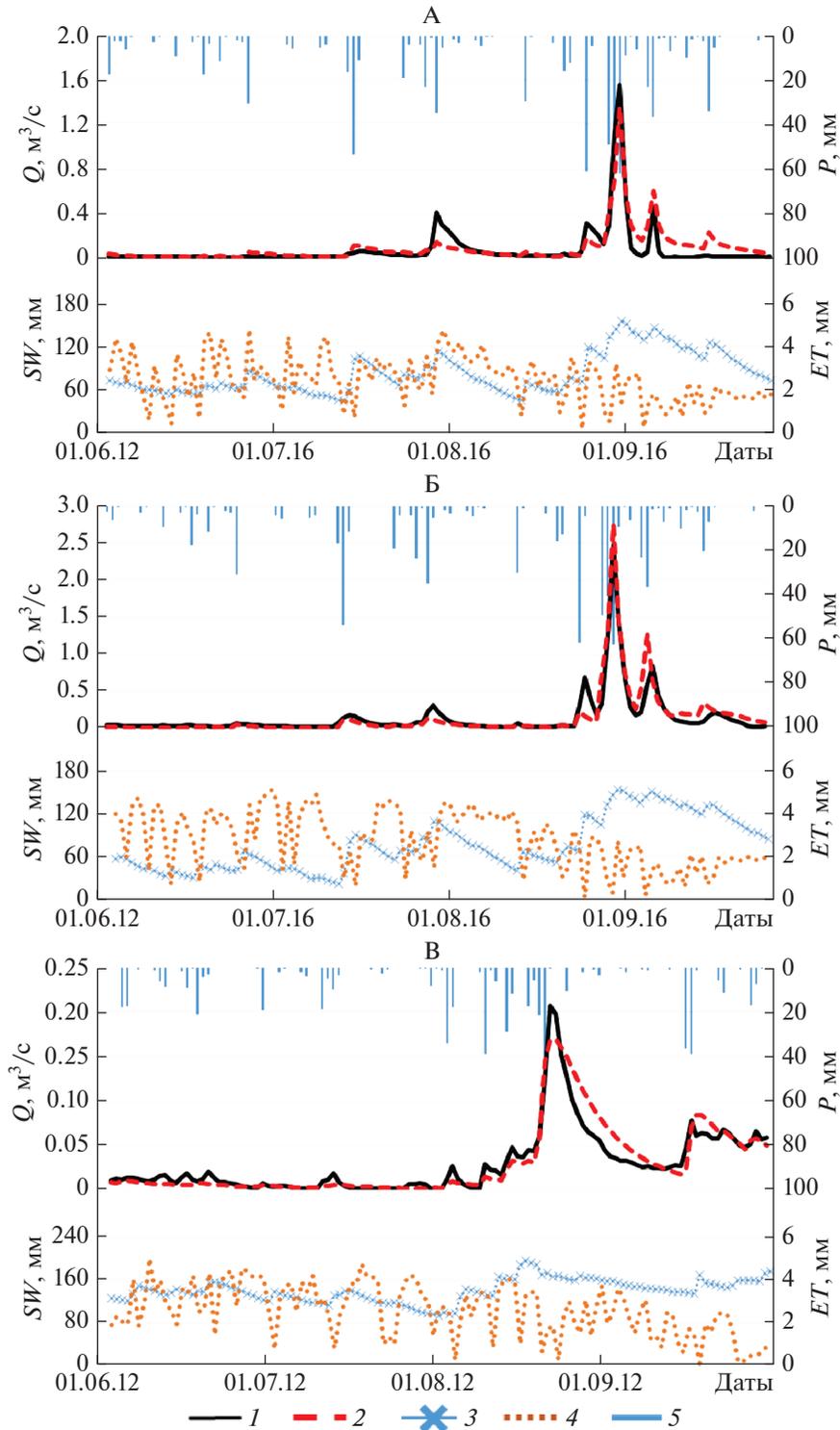
этих водосборов выполнена только для оставшейся площади, полностью расположенной в поясе горных буро-таежных почв темнохвойных лесов (код почв 1, 2, табл. 1).

Примеры измеренных и расчетных гидрографов стока, хода влажности почв и эвапотранспирации для 2012 и 2016 гг., включающих выдающиеся за период наблюдения паводки, вызванные сильными осадками (19–22.08.2012) и выходом на территорию Приморского края тайфуна Liongok (25–31.08.2016), приводятся на рис. 2. Оценка эффективности моделирования производилась с помощью общепринятых критериев – коэффициента детерминации  $R^2$ , коэффициента Нэша-Сатклифа *NSE* [45] и относительного смещения (*BIAS*) (табл. 5). Согласно [42], результаты моделирования являются “хорошими” при  $0.65 < NSE < 0.75$  и “очень хорошими” при  $NSE > 0.75$ . При значении  $|BIAS| < 10\%$  результаты относятся к категории “очень хорошо”. Согласно указанным критериям, результаты моделирования относятся к категории “хорошо” для ручья Березовый и соответствуют категории “очень хорошо” для остальных водосборов.

Расчетный период, выбранный для водосбора ручья Медвежий, полностью не пересекается с расчетным периодом для ручья Еловый и частично (2018–2019) с расчетным периодом для ручья Березовый. Таким образом, хорошее воспроизведе-

**Таблица 5.** Критерии эффективности моделирования

Водосбор	$R^2$	<i>NSE</i>	<i>BIAS</i> , %
Березовый	0.72	0.72	–3
Еловый	0.90	0.87	–3
Медвежий	0.81	0.79	–1



**Рис. 2.** Измеренные (1) и расчетные (2) гидрографы стока  $Q$ , м<sup>3</sup>/с; влагосодержание почвы (3)  $SW$ , мм; эвапотранспирация (4)  $ET$ , мм; осадки (5)  $P$ , мм для экспериментальных водосборов: А – Елового; Б – Березового; В – Медвежьего.

дение моделью всех фаз водного режима исследуемых ручьев при постоянных за полные расчетные периоды параметрах моделирования для водосборов с площадью 3.5–7.5 км<sup>2</sup>, говорит об

устойчивости полученных параметров. Описанный выше подход позволил выполнить верификацию полученных результатов при достаточно коротких периодах полевых наблюдений. Исходя

**Таблица 6.** Гранулометрический состав и гидрологические характеристики почв, полученные в результате калибровки модели SWAT

Почвенно-растительный пояс (код почв)	Слой, мм	<i>AWC</i> , %	<i>Ksat</i> , мм/ч	Плотность, г/см <sup>3</sup>	<0.002 мм, %	>0.05 мм, %
Пояс горных буро-таежных почв тем- нохвойных лесов (код почв 1, 2)	150	0.17	50	1.15	18	42
	300	0.08	12	1.45	12	58
	1800	0.05	0.9	1.54	10	70
Пояс горно-лесных бурых почв хвойно-широколиственных лесов (код почв 3, 4)	120	0.08	8.5	1.15	12	33
	250	0.08	5	1.4	20	25
	500	0.12	3.5	1.5	18	26
	900	0.06	1.2	1.6	12	38
	1400	0.06	0.6	1.57	5	80

**Таблица 7.** Элементы водного баланса SWAT (мм), за расчетные периоды

Водосбор	<i>P</i>	<i>ET</i>	<i>Q<sub>surf</sub></i>	<i>Q<sub>lat</sub></i>	<i>Q<sub>gw</sub></i>	<i>Dp</i>
Березовый	868	400	36	61	176	178
Еловый	779	422	0.8	46	89	10
Медвежий	831	491	42	75	22	110

из пространственного разрешения расчетных элементов модели, значения модельных характеристик для почв были объединены по почвенно-растительным поясам (табл. 6). Получены существенные различия для значений продуктивной влагоемкости (*AWC*), коэффициента насыщенной проводимости (*Ksat*) между почвами темнохвойных и широколиственных лесов.

Модель хорошо воспроизводит гидрографы средних и многоводных лет, как правило, на 10–20% занижает пиковые значения гидрографов паводков, вызванных интенсивными осадками. На фоне продолжительных маловодных периодов небольшие увеличения стока (до 0.1–0.4 м<sup>3</sup>/с (1–7 мм/сут)) модель практически не воспроизводит. Это связано с необходимостью более детального учета метеопараметров над водосбором и более точного учета эвапотранспирации. Обобщенные значения модельных элементов годового водного баланса за весь расчетный период в мм (сумма осадков *P*, испарение *ET*, поверхностный, внутрипочвенный и грунтовый сток *Q<sub>surf</sub>*, *Q<sub>lat</sub>*, *Q<sub>gw</sub>* соответственно), а также безвозвратные потери (*Dp*) на питание трещинных вод, представлены в табл. 7.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Продемонстрирован опыт создания базы геоданных, включающей цифровое пространственное покрытие и информацию о физических и

гидрологических характеристиках почв, а также ее использование для создания пространственной структуры и калибровки гидрологической модели на основе данных полевых наблюдений на трех экспериментальных водосборах. Оценка результатов моделирования выполнена на основе данных измеренных расходов в замыкающих створах ручьев. Модель хорошо воспроизводит все фазы гидрологического режима, включая гидрографы дождевых паводков. В результате моделирования были получены дополнительные данные о гидрологическом режиме почв и элементах водного баланса водосборов. Физическая обоснованность структуры и параметров гидрологических моделей позволяет более эффективно изучать гидрологические свойства почв и особенности формирования стока в масштабе водосбора. Перспективы создания общей информационной базы геоданных делает возможным более эффективное применение гидрологических моделей, обобщение параметров и результатов моделирования, а также позволит более объективно и достоверно оценить гидрологические почвенные характеристики, создать методическую основу их постоянной актуализации.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы работы выражают благодарность Т.С. Губаревой, Е.А. Шекману, М.Л. Бурдуковскому, П.А. Перепелкиной, П.А. Беляковой, студентам ДВФУ и МГУ им. М.В. Ломоносова за участие в сборе и обработке данных наблюдений.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (научный проект № 17-77-30006), РФФИ (научный проект № 19-05-00326 и 20-05-00812), а также согласно

планам НИР (ГЗ) № АААА-А19-119030790003-1 (ТИГ ДВО РАН) и АААА-А19-119102290002-3 (ТИГ ДВО РАН).

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугаец А.Н., Гарцман Б.И., Красношеев С.М. Создание современной информационной и технологической основы исследований и моделирования гидрологических процессов // Мат-лы XIV совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 570–572.
2. Бугаец А.Н., Гарцман Б.И., Терешкина А.А., Гончуков Л.В., Бугаец Н.Д., Сидоренко Н.Ю., Пшеничникова Н.Ф., Красношеев С.М. Опыт применения модели SWAT для изучения гидрологического режима малого речного бассейна (река Комаровка, Приморский край) // Метеорология и гидрология. 2018. № 5. С. 68–79.
3. Бугаец А.Н., Пшеничникова Н.Ф., Терешкина А.А., Красношеев С.М., Гарцман Б.И. Анализ пространственной дифференциации почвенного покрова юга Приморья на примере бассейна р. Комаровка // Почвоведение. 2015. № 3. С. 268–276.
4. Бугаец А.Н., Пшеничникова Н.Ф., Терешкина А.А., Красношеев С.М., Гарцман Б.И., Голодная О.М., Ознобихин В.И. Цифровая почвенная карта бассейна р. Уссури // Почвоведение. 2017. № 8. С. 936–945.
5. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 312 с.
6. Гавренков Г.И. К характеристике почв Верхнеуссурийского стационара // Стационарные исследования в лесах Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 18–25.
7. Гавренков Г.И. Механический состав почв Верхнеуссурийского стационара // Комплексные исследования лесных биогеоценозов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 55–73.
8. Гавренков Г.И., Костенкова А.Ф., Сапожников А.П. Сравнительная характеристика органического вещества почв ельников и кедровников Верхнеуссурийского стационара // Экология и продуктивность лесных биоценозов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 36–45.
9. Гарцман Б.И., Бугаец А.Н., Тегай Н.Д., Красношеев С.М. Анализ структуры речных систем и перспективы моделирования гидрологических процессов // География и природные ресурсы. 2008. № 2. С. 20–29.
10. Гарцман Б.И., Шамов В.В. Натурные исследования стокоформирования в дальневосточном регионе на основе современных средств наблюдений // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 6. С. 589–599.
11. Гончуков Л.В., Ламаш Б.Е. Численный прогноз опасных явлений погоды по северу Приморского края // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2010. № 6(154). С. 17–23.
12. Джеррард А.Дж. Почвы и формы рельефа. Комплексное геоморфолого-почвенное исследование. Л.: Недра, 1984. 208 с.
13. Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 460 с.
14. Жильцов А.С. Гидрологическая роль горных хвойно-широколиственных лесов Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука. 2008. 332 с.
15. Иванов Г.И. Почвенная карта Приморского края. Масштаб 1 : 500000. Хабаровск: ГУГК № 2, 1983. Листы 1, 4, 8.
16. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
17. Комплексные исследования лесных биогеоценозов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 140 с.
18. Костенкова А.Ф. Типы биологического круговорота веществ в горных биогеоценозах южного Приморья // Биогеоэкологические исследования в лесах южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 29–38.
19. Костенкова А.Ф. Химический состав почв хвойно-широколиственных лесов в зависимости от топологических условий // Экология и продуктивность лесных биоценозов (Верхнеуссурийский стационар). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 46–58.
20. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015. © ФАО и Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 2017. 216 с.
21. Москаев А.П. Водно-физические свойства почв постоянных пробных площадей в Супутинском заповеднике // Комплексные стационарные исследования лесов Приморья. Л.: Наука, 1967. С. 58–62.
22. Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: Изд-во Российской академии наук, 2018. 300 с. <https://doi.org/10.31857/S9785907036222000001>
23. План лесонасаждений Верхнеуссурийского биогеоценологического стационара БПИ ДВНЦ АН СССР ДальНИИЛХ Приморского края. Масштаб 1 : 10000, 1975 г. 1 лист.
24. Погребняк П.С. Основы лесной типологии. Киев: Изд. АН УССР, 1955. 456 с.
25. Сапожников А.П., Гавренков Г.И. О достоверности различий между почвами кедровников и ельников на Верхнеуссурийском стационаре // Комплексные исследования лесных биогеоценозов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 74–78.
26. Сапожников А.П., Селиванова Г.А., Ильина Т.М., Дюкарев В.Н., Бутовец Г.А., Гладкова Г.А., Гавренков Г.И., Жильцов А.С. Почвообразование и особенности биологического круговорота веществ в горных лесах Южного Сихотэ-Алиня (на примере Верхнеуссурийского стационара). Хабаровск: Даль-

- невосточный научно-исследовательский институт лесного хозяйства (ДальНИИЛХ), 1993. 270 с.
27. Селиванова Г.А. Некоторые черты динамики почвенных процессов в лесных биогеоценозах Верхнеуссурийского стационара // Комплексные исследования лесных биогеоценозов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 79–90.
28. Таранков В.И. Режим хвойно-широколиственных лесов южного Приморья. Л.: Наука, 1970. 120 с.
29. Терешкина А.А., Бугаец А.Н., Пшеничникова Н.Ф., Голодная О.М., Ознобихин В.И. Опыт создания базы данных гидрофизических характеристик почвенного покрова и моделирования гидрологического цикла малого речного бассейна на примере реки Комаровка // Роль почв в биосфере и жизни человека. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2015. С. 117–119.
30. Терешкина А.А., Пшеничникова Н.Ф., Бугаец А.Н., Гарцман Б.И., Краснопеев С.М. Опыт создания цифровой пространственной модели подстилающей поверхности водосбора // Устойчивое природопользование в прибрежно-морских зонах. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 160–165.
31. Челноков Г.А., Харитонова Н.А. Углекислые минеральные воды юга Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2008. 165 с.
32. Шейн Е.В. Гранулометрический состав почв: проблемы методов исследования, интерпретации результатов и классификации // Почвоведение. 2009. № 3. С. 309–317.
33. Шейн Е.В. Математические физически обоснованные модели в почвоведении: история развития, современное состояние, проблемы и перспективы (аналитический обзор) // Почвоведение. 2015. № 7. С. 816–823.
34. Экология и продуктивность лесных биогеоценозов. Владивосток, 1979. 168 с.
35. Arnold J.G., Allen P.M., Bernhardt G. A comprehensive surface – groundwater flow model // J. Hydrol. 1993. V. 142. P. 47–69.  
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90004-S](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90004-S)
36. Beven K. Rainfall-runoff modeling. The primer. 2nd Edition. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 2012. 457 p.  
<https://doi.org/10.1002/9781119951001>
37. Blöschl G., Sivapalan M. Scale issues in hydrological modelling – a review // Hydrol. Process. 1995. V. 9. № 3–4. P. 251–290.  
<https://doi.org/10.1002/hyp.3360090305>
38. Bugaets A.N., Gartsman B.I., Lupakov S.Yu., Shamov V.V., Gonchukov L.V., Pshenichnikova N.F., Tereshkina A.A. Hydrological regime modeling of the small testbed catchments based on the field observations (a case study of the Pravaya Sokolovka River, the upper Ussuri Rivers basin) // Water Resources. 2019. V. 46. Suppl. 2. P. S8–S16.  
<https://doi.org/10.1134/S0097807819080037>
39. Gassman P.W., Reyes M.R., Green C.H., Arnold J.G. The soil and water assessment tool: historical development, applications, and future research and directions // American Society of Agricultural and Biological Engineers. 2007. V. 50. № 4. P. 1211–1250.  
<https://doi.org/10.13031/2013.23637>
40. Merz R., Blöschl G. Regionalisation of catchment model parameters // J. Hydrol. 2004. V. 287. P. 95–123.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.028>
41. Miller B.A., Schaetzl R.J. History of soil geography in the context of scale // Geoderma. 2016. V. 264. Part B. P. 284–300.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.041>
42. Moriasi D.N., Arnold J.G., Van Liew M.W., Bingner R.L., Harmel R.D., Veith T.L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations // Trans. ASABE. 2007. V. 50. № 3. P. 885–900.  
<https://doi.org/10.13031/2013.23153>
43. Motovilov Yu.G., Bugaets A.N., Gartsman B.I., Gonchukov L.V., Kalugin A.S., Moreido V.M., Suchilina Z.A., Fingert E.A. Assessing the Sensitivity of a Model of Runoff Formation in the Ussuri River Basin // Water Resources. 2018. V. 45. Suppl. 1. P. S128–S134.  
<https://doi.org/10.1134/S0097807818050391>
44. Nachtergaele F., van Velthuizen H., Verelst L. Harmonized World Soil Database (Version 1.1). FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, Rome, Italy and Laxenburg, Austria. 2009. 38 p.
45. Nash J.E., Sutcliffe J.V. River flow forecasting through conceptual models. Part 1 – A discussion of principles // J. Hydrol. 1970. V. 10. № 3. P. 282–290.
46. Neitsch S.L., Arnold J.G., Kiniry J.R. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation, version 2009; Texas A&M University: College Station, TX, USA, 2011.
47. Orgiazzi A., Ballabio C., Panagos P., Jones A., Fernández-Ugalde O. LUCAS Soil, the largest expandable soil dataset for Europe: a review // European J. Soil Science. 2017. V. 69(1). P. 140–153.  
<https://doi.org/10.1111/ejss.12499>
48. Tavares Wahren F., Julich S., Nunes J.P., Gonzalez-Pelayo O., Hawtree D., Feger K.-H., Keizer J.J. Combining digital soil mapping and hydrological modeling in a data scarce watershed in north-central Portugal // Geoderma. 2016. V. 264. P. 350–362.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.023>
49. USDA SCS National Engineering Handbook. – Washington, D.C., Government Printing, 1956. Suppl. A. Section 4. Chapter 10. 79 p.
50. Van Zijl G.M., van Tol J.J., Riddell E.S. Digital Soil Mapping for Hydrological Modelling // Digital Soil Mapping Across Paradigms, Scales and Boundaries. Springer Environmental Science and Engineering. Springer, Singapore, 2016. P. 115–129.  
[https://doi.org/10.1007/978-981-10-0415-5\\_10](https://doi.org/10.1007/978-981-10-0415-5_10)
51. Zhu A.X., Hudson B., Burt J.E., Lubich K. Soil mapping using GIS, expert knowledge, and fuzzy logic // Soil Science Society of Am. J. 2001. V. 65. P. 1463–1472.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj2001.6551463x>

## Digital Soil Mapping for Hydrological Modeling with the Example of Experimental Catchments (South of Primorsky Krai)

A. N. Bugaets<sup>1,2,\*</sup>, N. F. Pshenichnikova<sup>1</sup>, A. A. Tereshkina<sup>1</sup>, S. Yu. Lupakov<sup>1,2</sup>, B. I. Gartsman<sup>1,2</sup>,  
V. V. Shamov<sup>1</sup>, L. V. Gonchukov<sup>1,3,5</sup>, O. M. Golodnaya<sup>4</sup>, S. M. Krasnopeev<sup>1</sup>, and N. K. Kozhevnikova<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Pacific Institute of Geography Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia*

<sup>2</sup>*Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 117971 Russia*

<sup>3</sup>*Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, 690600 Russia*

<sup>4</sup>*Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690022 Russia*

<sup>5</sup>*Primorskoe Administration for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Vladivostok, 690990 Russia*

*\*e-mail: andreybugaets@yandex.ru*

The digital soil map (1 : 50000) of the Pravaya Sokolovka River basin (south of Primorsky Krai, Russia) was created. By natural conditions, the territory of the basin is a typical middle-mountain belt; it characterizes low-middle-mountain section of the southern Sikhote-Alin. The main taxonomic units in the map legend are soil subtypes. The soil nomenclature was given according to the regional classification and was adapted to the modern soil classification of Russia, it was also correlated with the soil nomenclature of the World Reference Base for Soil Resources (WRB). Each soil area includes data on the soil formation conditions at the subtype level. It is shown that vertical zonality is clearly expressed in the soil and vegetation cover. The experience of the data preparation and calibration of the Soil and Water Assessment Tool hydrological model (SWAT 2012) based on field observations carried out in the period 2011–2019 is presented. Three experimental 2–3d-order catchments with the area of 3.5–7.6 km<sup>2</sup> were used as modeling objects. To calibrate the model, the data from literature, stationary studies, and the Roshydromet observation network were used. The proximity criteria between measured and calculated flow hydrographs, generally used in hydrology, were used to evaluate the simulation results. It was shown that the simulation results for all catchments are good, the model adequately reproduces hydrographs of the middle and high-water years, and as a rule underestimates the peak values of flood hydrographs caused by heavy rainfall by 10–20%. The values of the model parameters and soil hydrological characteristics obtained from model calibration, as well as calculated data on the dynamics of water balance elements, are presented.

*Keywords:* soil map, testbed catchments, runoff modeling, water budget, SWAT

## ТОМОГРАФИЯ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОЧВ

УДК 631.42

### ТОМОГРАФИЯ В ПОЧВОВЕДЕНИИ: ОТ ПЕРВЫХ ОПЫТОВ К СОВРЕМЕННЫМ МЕТОДАМ (ОБЗОР)

© 2021 г. К. Н. Абросимов<sup>а, \*</sup>, К. М. Герке<sup>б</sup>, Д. С. Фомин<sup>а</sup>, К. А. Романенко<sup>а</sup>, Д. В. Корост<sup>а, с</sup>

<sup>а</sup> Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup> Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 119991 Россия

<sup>с</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: abrosimov\_kn@esoil.ru

Поступила в редакцию 04.02.2021 г.

После доработки 29.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Представлен обзор использования метода компьютерной томографии в исследовании почв с первых работ до настоящего времени. Проанализировано развитие метода компьютерной томографии в области аппаратного обеспечения и способов обработки томографических данных от первых попыток анализа структуры почв по томографическим срезам низкого качества до современных методов сегментации и анализа объемных структур с использованием специализированного программного обеспечения, корреляционных функций и нейросетей. Показаны возможности применения и определены тенденции развития методов обработки томографических данных в области изучения и анализа структуры почв. Приведены примеры из мирового опыта использования компьютерной томографии для почв, показаны различные способы сегментации данных, применявшиеся с первых исследований до настоящего времени. Представлена специфическая терминология, сложившаяся в рамках развития метода и различные морфометрические показатели для 2D и 3D изображений, разработанные или разрабатываемые в данный момент, дан прогноз развития метода на ближайшую перспективу.

*Ключевые слова:* компьютерная томография, анализ изображений, поровое пространство, структура почвы, макротомография, mCT, ХСТ

DOI: 10.31857/S0032180X21090021

#### ВВЕДЕНИЕ

Компьютерная томография — не самый новый, но активно развивающийся метод в почвоведении. С момента своего появления до начала XXI в. почвоведомы метод был слабо востребован. В основном опубликованные исследования ограничивались томографической съемкой крупных образцов цилиндрической формы — “монолитов”. С помощью метода изучалась плотность сложения почв [69], структура крупных пор зоогенного происхождения [13, 46], содержание воды [5, 17] и пространственное распределение влажности в почве [6].

Физической основой метода является экспоненциальный закон ослабления излучения. В рентгеновском диапазоне излучения экспоненциальный закон выполняется с высокой степенью точности, поэтому разработанные математические алгоритмы были впервые применены именно для рентгеновской компьютерной томографии. В 1963 г. американский физик А. Кормак решил задачу томографического восстановления изображений [16], а в 1969 г. английский инженер-физик Г. Хаунсфилд из фирмы EMI Ltd. сконструировал ЭМИ-сканер [42] — первый компьютерный рентгеновский томограф, клинические испытания которого прошли в 1971 г.

Переориентация производителей компьютеров на частного пользователя, повсеместное распространение персональных компьютеров и рост их производительности, развитие микроэлектроники под индустрию развлечений — все это оказало положительное влияние на развитие множества отраслей, в том числе позволило наладить массовое производство рентгеновских томографов совершенно нового типа — небольшого размера, конструктивно простых и позволяющих исследовать микростроение небольших объектов с высоким разрешением. 3D анализ структур стал доступным практически любому. Повлияло это и на возможности исследования структуры почв.

В первых томографических исследованиях [17, 69] была возможность рассмотреть в объеме образца почвы только крупные объекты или макро-

поры. Развитие технологической базы позволило перейти на иной уровень точности исследования — стало доступным изучение почв в объеме на мезо-, микро- и наноуровнях. Параллельное развитие методов анализа изображения позволило определить наиболее удобные алгоритмы сегментации рентген-контрастных фаз и разработать программы расчета объемных показателей на основе сегментированных данных. Во многом автоматические алгоритмы несовершенны. Автоматическая сегментация до сих пор не отличается надежностью [4] и применяется ограниченно. Пока отсутствует возможность классификации объектов одной фазы по генезису (например, разделение порового пространства на поры-каналы и трещины), но есть возможность разделения по форме и ориентации в пространстве.

Аппаратные и математические возможности томографии, а также задачи исследования почв (анализ внутренней структуры и различных природных процессов, рост и развитие корневой системы, уплотнение, изменения при внесении удобрений и др.) сформировали облик современного томографического исследования почв, а также способы томографического исследования. В современном томографическом исследовании почву можно изучать сразу несколькими способами:

**1. В монолитах.** Монолит для томографического исследования несколько отличается от привычного для почвоведов вида. Это почва, отобранная в рентген-прозрачную трубу (ПВХ-труба) цилиндрической формы диаметром от 5 до 20 см и высотой до 1 м. Такая форма образца применяется для исследований самой разной практической направленности: изучения макропористости в почвах [70], развития корневых систем [63] или зоогенных пор [13, 14], изменений в структуре почвы и порового пространства при внесении минеральных удобрений [107], изучения деградации и уплотнения почв [35], влияния различных факторов в почве на коэффициент поглощения рентгеновского излучения [97]. С 80-х годов до настоящего времени таким способом исследуют структуру почв с низким разрешением. Причина тому — используемое оборудование. В мире не существует специализированных томографов для исследования почв. Большая часть исследований проводится на медицинском (различные модели Siemens — Somatom 64, Plus, 512CR, Philips Tomoscan и др.), промышленном (SMS Model 101B+ CITA) или геологическом (отечественный РКТ-180 и его зарубежные аналоги) оборудовании, где разрешение подробнее 70 мкм практически нигде не предусмотрено. Но в начале 2010 гг. стали появляться микротомографы, позволяющие снимать фрагмент монолита диаметром 10 см и высотой 15–20 см с разрешением около 10 мкм (Bruker SkyScan 1073, 1273, 2211, 2214, близкие к ним по параметрам модели Nikon и GE), что открывает

новые возможности для изучения структуры почв и порового пространства на макро- и мезоуровне.

**2. В микромонолитах.** Термин “микромонолит” используется только в российском почвоведении [4, 32] и более нигде, но образцы почвы сопоставимой формы и размера с небольшими отличиями исследуют повсеместно. Микромонолит — образец почвы цилиндрической формы, упакованный в пластиковый рентген-прозрачный цилиндр. По форме — уменьшенная версия монолита до диаметра 1–3 см и высотой до 5 см. В задачи исследования почв в такой форме входит все то же, что для монолитов. Но там, где требуется подробное разрешение, позволяющее анализировать структуру на мезо- или микроуровнях. Так, микромонолиты используют для поэтапного исследования развития корневой системы [51, 63, 95], отслеживания структурных изменений при набухании—усадке [91, 92] и замерзании—оттаивании [39, 83, 99], антропогенном уплотнении почв и в других исследованиях [7, 9, 35, 53, 55, 73, 74, 84, 90]. Разрешение томографической съемки для микромонолитов немного различно в зависимости от используемого оборудования (томографа) и диаметра микромонолита и может меняться в пределах от 1 до 30 мкм. Микромонолит можно снимать и на медицинских томографах, но образцы такого размера не будут репрезентативными, так как большинство микродеталей просто потеряется из-за грубого разрешения.

**3. В агрегатах.** Почвенный агрегат, он же — естественная сложная почвенная отдельность, образованная из микроагрегатов или элементарных почвенных частиц [3] — очень удобный объект для исследования методом компьютерной микротомографии. Для большинства агрегатов характерно низкое поглощение рентгеновского излучения и габаритные размеры, удобные для томографического исследования в диапазоне 1–4 мкм. В агрегатах фракционного размера 3–5 мм и менее исследование внутренней структуры и внутриагрегатной пористости затруднительно или вообще невозможно традиционными методами микроморфологии (шлиф, аншлиф). Современные микротомографы позволяют изучать структуру отдельных агрегатов фракционного размера до 500 мкм с разрешением 750 (Bruker SkyScan 1172) или 60 нм (Bruker SkyScan 2214). В перспективе кроме исследования микропористости почв [94] возможен переход на уровень нанопористости микроагрегатов путем совмещения данных томографии и электронной микроскопии. Первые работы в этом направлении уже ведутся [31].

Главное достоинство метода компьютерной томографии — не повреждающий способ исследования с точным воссозданием объемной структуры, состоящей из видимых в рентгеновском излучении контрастных фаз — твердой фа-

зы почвы, порового пространства и органических объектов (корни, органические остатки и др.). Преимуществами томографии по сравнению с традиционными морфологическими и микроморфологическими методами являются: 1) 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), 2) неинвазивность (исследование происходит без изменения строения и свойств образца) [32]. При помощи томографической съемки можно исследовать образцы почв при различной влажности – от полностью водонасыщенных до сухих, при различной температуре в том числе в мерзлом состоянии [83, 92]. Это дает возможность поэтапного исследования динамики изменений структуры (микроструктуры) порового пространства почв.

Помимо способов и разновидностей томографии почв интерес представляет развитие методов получения и обработки томографических данных. Если 2D анализ остался фактически неизменным с 1980-х годов и в таком виде применяется для анализа томографических срезов [9, 93], то 3D анализ развивается весьма интенсивно.

Недостатки и ограничения метода не кажутся явными, но они существенны: 1 – объем томографических данных зависит от размеров образца и разрешения; 2 – наблюдаются пересечения рентген-контрастных фаз различных минералов в градациях серого (другое название – проблема частичного заполнения пикселя/вокселя). Это усложняет идентификацию отдельных минеральных фаз в образце, но может быть решено сопоставлением шлифов и томографических срезов; 3 – в процессе исследования необходимо вмешательство человека на этапах сегментации фаз и программной обработке (фильтрации) томографических изображений; 4 – несовершенство методов анализа объемных структур в почве. Критерии оценки состояния почв на разных уровнях структурной организации находятся только на этапе проработки, как и некоторые объемные показатели, по которым эти почвы предполагается оценивать. Следует отметить, что большинство перечисленных недостатков не носят фундаментальный характер проблемы, заложенной в сам метод, и со временем могут быть сведены к минимуму или устранены.

#### МАКРОТОМОГРАФИЯ ПОЧВ. ПЕРВЫЕ ОПЫТЫ. 1980–2000 гг.

**Возможности и ограничения макротомографии почв.** Первые годы развития томографии – это сплошные исследования почв на макроуровне. Приоритетным направлением развития томографии всегда были различные медицинские исследова-

ния, именно с использованием медицинского оборудования первые исследования и проводились. Большая часть работ 80–90-х гг. выполнена на медицинском оборудовании Siemens или его аналогах [5, 6, 13, 69]. Используемое оборудование определило и форму образца – объекта исследования – в виде цилиндра ненарушенной почвы различной высоты. Образцы почв крупные, диаметром 10–20 см, разрешение съемки от 100 мкм и грубее.

Но медициной развитие томографических методов не ограничилось, быстро стало ясно что томограф – хорошее устройство для контроля качества промышленными изделиями на предмет наличия скрытых дефектов. Стали появляться мощные инженерные устройства-дефектоскопы для производств и анализаторы геологических кернов, схожие по размерам исследуемого образца и мощности рентгеновского источника. Устройства для исследования структуры на микроуровне только разрабатывались, как и программное обеспечение для них.

С момента запуска первого рентгеновского томографа до публикации одной из первых известных работ по томографии почв прошло 10 лет. В 1982 г. была опубликована работа [69], где по томографическим данным авторы определяли плотность почвы. Для оценки размеров пор был использован планшет с отверстиями разного диаметра (как эталонный стандарт размеров), отснятый на томографе вместе с образцом. Подобный способ на несовершенном оборудовании позволял получать данные более качественные, чем РЭМ (растровый электронный микроскоп), но при этом РЭМ и томографию уже в 1980-е годы предлагалось использовать совместно, как методы, дополняющие друг друга [88].

В некотором роде идея компьютерной томографии опередила свое время. Томография появилась почти на 15 лет раньше массового распространения персональных компьютеров IBM и стремительного развития технологий компьютерных процессоров, упростивших работы с томографическими данными. Возможность оцифровки внутренней объемной структуры объекта исследования с последующим разделением на рентген-контрастные фазы (например, почва, поровое пространство, минеральные включения или конкреции и органическое вещество) – это основа для исследования любой объемной структуры как физического объекта не повреждающим методом. Но та же реконструкция томографических срезов из теневых проекций (результат томографической съемки) – процесс, требующий высокопроизводительного компьютерного оборудования. И это только первый этап, сегментация (разделение объекта на рентген-контрастные фазы по градациям серого) и расчеты объемных по-

казателей так же требовательны к вычислительной технике и объемам дисковой памяти. В итоге на этих этапах получается большой объем данных, возможности работы с которым ограничены даже современным уровнем развития компьютерной техники.

Недоступность (высокая стоимость, малая распространенность) вычислительных мощностей для реконструкции срезов, сегментации фаз и расчетов объемных показателей была серьезной проблемой на раннем этапе развития томографии. На оборудовании 1980-х гг. (ЭВМ Искра-226) реконструкция 1 среза занимала до 7 мин [88]. При этом еще существовали проблемы хранения, обработки и вывода данных.

Для расчетов используемых сейчас объемных показателей применяется специализированное программное обеспечение, не всегда доступное исследователям и в наше время, и которого просто не существовало в 1980-е годы. Альтернативой объему по скорости обработки и расчетов был анализ отдельных срезов с набором статистических данных. То есть то, что сейчас называется анализом 2D изображений.

Макротомография почв используется и сейчас для самых разных задач [9, 13, 59].

**2D анализ томографических срезов и идея кластерного анализа.** Анализ цифровых изображений зародился даже раньше томографии. Первые автоматические алгоритмы сегментации разработаны в 1970-е гг. [67] и их используют до сих пор для работы с томографическими данными, при том, что их использование в томографии почв не всегда гарантирует точный результат [4]. Изначально 2D анализ применялся для работы с РЭМ изображениями. Оттуда же перешли в томографию общепринятые характеристики: пористость, распределение пор по размерам, средний размер, площадь, периметр и коэффициент формы одной поры, анизотропия структуры и др. [88]

Тогда же появилось понятие “томографическая пористость” – пористость, ограниченная разрешением томографической съемки.

Требования к исследованиям микростроения почв определяют необходимость получения не только качественных, но и количественных характеристик объектов исследования. Одним из эффективных способов оказалось распределение пор в вертикальных срезах почвы, исходя из их ориентации и формы. Некоторые варианты кластерного анализа пор, разработанные еще для шлифов [85], нашли применение и при анализе томографических данных [2].

Для количественной оценки часто использовался показатель “*фактор формы*”, иногда в сочетании с ориентацией пор. Фактор формы пор позволяет дать количественную оценку порового пространства почв на разных иерархических уровнях.

Существуют множество вариантов оценки формы пор в 2D, наиболее часто встречаемые в исследовательских работах варианты:

А. Фактор формы ( $F$ ), предложенный Скворцовой [1] для анализа сканированных изображений шлифов. Этот показатель имеет определенные преимущества при характеристике формы пор в шлифах или томографических срезах и позволяет различать макропоры от трещиновидных до округлых. В ряде публикаций [1, 82] этот метод использован совместно с системой кластерного анализа [85]. Анализ по Скворцовой эффективно использовался для валидации качества стохастических реконструкций почв [49]. Недавно была предложена улучшения классификация, позволяющая различать все типы пор за счет добавления в уравнение параметра выпуклости [62].

Б. Иные формы форм-фактора пор ( $FF$ ). Например, применяемый в аналитической программе STan (фирменное ПО Bruker для обработки томографических данных) изначально сделан как универсальный инструмент для контрастных объектов, но также может быть использован для исследования почв [13].

Анализ почвенных пор в двумерных срезах имеет существенные методические ограничения и недостаточен для исследования анизотричного порового пространства [1]. В почве в горизонтальных и вертикальных срезах можно получить диаметрально противоположные результаты. Очевидно, что фактор формы Скворцовой может быть расширен и для анализа 3D изображений почв, хотя до настоящего времени таких попыток не предпринималось.

#### СОВРЕМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ МЕТОДА. 2000 г. – НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ. ПОВСЕМЕСТНЫЙ ПЕРЕХОД К АНАЛИЗУ 3D СТРУКТУР В ПОЧВЕ

**Развитие и возможности современного томографического оборудования.** В конце 90-х годов XX в. произошли события, далекие от почвоведения, но повлиявшие на развитие томографии как метода – началось массовое производство светочувствительных ПЗС(СDD)-матриц (аналоговых интегральных микросхем, состоящих из светочувствительных фотодиодов) высокого разрешения, используемых в цифровой фото- и видеотехнике. На их основе несколько позже стали выпускать X-гау камеры, нашедшие свое применение в томографии. Это привело к появлению недорогих микротомографов типа модели SkyScan 1072 и 1074, разрешение съемки которых было в 5–10 раз подробнее медицинского оборудования, но при этом сильно уменьшился размер образца (в сечении до 1–3 см). В томографы этих моделей просто физически невозможно было поставить образец

крупнее этих габаритов. Модели томографов фирмы GE (General Electric) сохранили возможность установки крупных образцов, но при этом источник излучения там в большинстве случаев просто недостаточно мощный, чтобы пробить образец почвы диаметром крупнее 6–7 см. Особенность конструкции микротомографа четвертого поколения диктует правило — чем меньше образец — тем подробнее разрешение для съемки образца целиком. И так до предела разрешения, которое в современных моделях типа Bruker Skyscan 2214 составляет уже 60 нм. К сожалению, невозможно снять на томографе монолит диаметров 10 см с разрешением 60 нм, но отдельный агрегат фракции 0,5–1 мм вполне позволит переход на субмикронный масштаб, что, например, даст возможность оценить изменения микроструктуры почв при длительном использовании минеральных удобрений. Технологически сконструировать томограф, снимающий крупные образцы с наноразрешением можно, но возникнет та же проблема что и 30–40 лет назад. Гигантский объем данных в теневых проекциях (сотни терабайт информации) [31], с обработкой которого справится только система типа суперкомпьютера или крупного корпоративного сервера, специально настроенного на решение подобных задач. К современным задачам томографии в почвоведении можно отнести разработку показателей, оценивающих функциональное состояние почв. Для этого требуется изучение структуры и микроструктуры твердой фазы и порового пространства почв, отработка уже существующих оценочных показателей (например, связности пор), разработка и опробование новых математических и технических методов.

**Микротомография в исследовании структуры и порового пространства агрегатов.** Появление нового оборудования повлияло на томографию почв. Стало возможным исследовать микроструктуру агрегатов различных почв фракционного размера от 250 мкм и крупнее. Помимо оборудования появилось и новое программное обеспечение. В программе Bruker CTan есть режим оконтуривания объекта с возможностью отсекающих внутренних пор (ROI shrink warp), выходящих на поверхность образца по заданному порогу. Это дает возможность сделать 3D анализ внутренней структуры агрегата почв в 100% объеме. Стало возможным объемное распределение любых структурных элементов рентген-контрастных фаз.

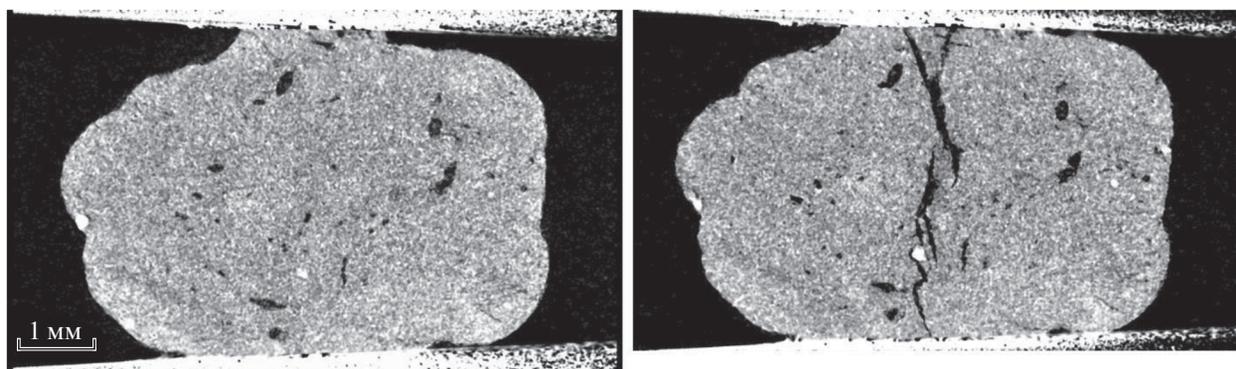
Альтернативы компьютерной томографии при изучении микроструктуры агрегатов на данный момент нет. Если агрегаты крупных фракций (7–10 мм и крупнее) еще можно изучать традиционными методами микроморфологии, то сделать шлифы из более мелких просто невозможно. Толщина шлифа неравномерна и при хорошей ручной работе составляет около 30 мкм. Но при раз-

решении съемки 3 мкм это 10–11 томографических срезов, образующие свой объем, в котором почти наверняка будут замкнутые микропоры. Благодаря оконтуриванию и высокому разрешению результаты сканирования шлифа и томографической съемки агрегата можно совместить с высокой точностью (1–2 мкм) вручную, что позволит кроме морфометрических показателей на основе анализа томографических данных получить еще и минеральный состав на основе анализа шлифа (или аншлифа).

Томографических исследований микроструктуры агрегатов не так много, как исследований почвы на макроуровне, но они есть и среди них попадаются необычные работы. Так, с помощью микротомографии агрегатов чернозема представлены дополнительные диагностические признаки негативных процессов почвенного осолонцевания: низкие значения видимой на томографических изображениях открытой пористости агрегатов и заполнение существенной части внутрипедных пор подвижным веществом (определено по дополнительным исследованиям) и слитогенеза: большое количество видимых на томограммах внутриагрегатных тонких пор и почти отсутствие гумусово-глинистой плазмы во внутрипедной зоне [94]. Помимо этого, с помощью микротомографии изучена скорость разложения органического вещества и ее взаимосвязь с открытыми порами [53]. Также опубликован опыт морфологического описания внутриагрегатного порового пространства [87].

Интересными могут стать результаты сдавливания (механической нагрузки на агрегаты). Компьютерная томография позволяет визуализировать происходящие изменения в микроструктуре почвы и зафиксировать нагрузку, при которой изменения произошли. Нагрузка на агрегат производится в специальном сдавливающем столике (дополнительном модуле) к томографу. При использовании сдавливающего столика отображаются графики нагрузки–деформации. На графиках фиксируется пиковая нагрузка при которой возникают трещины в агрегате (рис. 1).

**Поровое пространство и сегментация пор по их генезу.** Поровое пространство почв — сложноорганизованная динамичная структура, состоящая из пор различного происхождения и разной формы. Просто сегментация объемной структуры порового пространства — это фактически визуализация общей пористости (Total porosity) исследуемого объекта. Динамика общей пористости в образцах любого объема может использоваться как диагностический показатель [9], но отдельно представляет небольшой интерес. Для оценки качественного состояния почв и их функций гораздо информативнее показатели связности порового пространства, фильтрационные модели для во-



**Рис. 1.** Сухой агрегат дерново-подзолистой (Albic Retisol) почвы до нагружения и при нагрузке 600 г. Съемка К.А. Романенко.

ды или воздуха, распределение пор по размерам в объемной структуре. Все это можно сделать на основе уже разработанного программного обеспечения (Image-J, ParaView, Avizo и др.). Но если не учитывать органическое вещество в почве, все эти модели будут неработоспособны. Даже если корни в порах-каналах хорошо видны, отделить поровое пространство фитогенного происхождения от остальных пор еще недавно было фактически невозможно.

Визуализация объемной структуры порового пространства показывает, как различные характерные поры или типы пор формируют общую архитектуру порового пространства почвы [68] и составляют иерархию пор разного размера и происхождения [22, 23]. Поры можно разделить на текстурные поры, определяемые расположением первичных частиц почвы и более крупных структурных пор. Последние в основном формируются биологической активностью и обработкой почвы. Проблема анализа полученной сложной структуры заключается в том, что поры различного размера, формы и происхождения многократно соединены между собой и не могут быть разделены по категориям с использованием существующих показателей. В настоящее время есть два многообещающих подхода к решению этой проблемы:

1. Идентификация и сегментация структурных пор по их характерной форме. Эта дифференциация позволяет связать поры с процессами их образования. Одним из примеров являются структурные поры фитогенного происхождения, которые образуют плотную сеть пор цилиндрической формы (биопоры) [56, 58, 107]. Установлено, что разные способы обработки почвы приводят к образованию пор характерной формы [71, 72].

2. Использование иерархической схемы выборки и объединение информации из изображений из выборок разного размера (образцы почв различного объема) и разрешения для получения полного описания многомасштабной неоднород-

ности [7, 19, 29, 47, 91, 103]. Путем объединения распределения пор по размеру (PSD) нескольких размеров образцов [102] можно создать совместное распределение пор по размеру, увеличивая диапазон размеров видимой пористости.

В ряде исследований установлено, что биопоры довольно хорошо изолированы от пор иного происхождения. Это позволяет с высокой достоверностью их сегментировать и отделить от остального порового пространства. Авторами [107] представлена своя методика сегментации биопор.

**Исследование структуры почв и порового пространства с помощью корреляционных функций.** Для количественной характеристики трехмерной структуры почвы как геофизической среды и ее связности можно применять теорию локальной пористости [11], распределение пор по размерам, извилистость и другие параметры [57]. Однако все эти полезные характеристики лишь описывают разные аспекты структуры пористой среды, универсального дескриптора (под этим термином следует понимать количественный показатель, отражающий все необходимые признаки) порового пространства и структуры почвы на данный момент не существует. Чтобы описать структуру какого-либо объекта, в идеале ее необходимо математически представить в виде некоторой функции или набора параметров такой функции. Помимо существования такой постановки задачи, необходимо решать и обратную – восстанавливать структуру по ее функции, что обычно называется реконструкцией [45, 98].

Проверка возможности описания и восстановления порового пространства и структуры почвы по двухточечным корреляционным функциям методом “отжига” (simulated annealing, SA) представлена авторами соответствующей статьи [30]. Следует отметить, что исследование написано по результату анализа 2D изображений (сканированные шлифы), но вполне может быть применено для томографических срезов.

По итогам исследования из восьми типов порового пространства однотипное распределение пор по форме и ориентации в оригинальных и реконструированных изображениях наблюдалось только в двух случаях. По морфометрическим параметрам пор наиболее удачная реконструкция получена для массивной почвенной структуры с разрозненными порами округлой формы. Установлено, что проблемы с реконструкцией возникают из-за большого количества разно ориентированных пор-трещин. Таким образом, хотя на нынешнем этапе метод математической реконструкции порового пространства почвы далек от совершенства, его можно с успехом использовать для почв и пород с изометричными (в двумерных срезах) порами. Изометричные поры характерны для массивной структуры суглинистых почвообразующих пород с биогенными порами округлой формы и для комковатой структуры гумусовых горизонтов почвы с изометричными изрезанными порами упаковки комковатых агрегатов. Улучшение описания структуры и порового пространства почв и грунтов с помощью корреляционных функций можно развивать по трем направлениям: 1) совместного использования других типов функций (кластерной, линейной, хорды и др.), 2) разработки метода учета анизотропии и 3) использования многоточечных корреляционных функций [30].

В 2015 г. был разработан универсальный стохастический метод совмещения разномасштабных изображений на основе масштабируемых корреляционных функций в процессе работы над методом реконструкции с помощью корреляционных функций и оптимизации “имитацией отжига”. Метод потенциально может быть использован в любой научной и прикладной области, в том числе для получения изображений с так называемым *super resolution* (получением разрешения выше того, который предоставляет прибор) [27]. Коллективом авторов решена проблема сравнения двух почвенных структур на основе корреляционных функций, с помощью анализа вклада каждой корреляционной функции в оптимизационную функцию при решении обратной задачи стохастической реконструкции [27]. По результатам сравнения структур можно оценить статистическую однородность структуры порового пространства почвы [33, 34], что непосредственно связано с репрезентативностью ее структуры и множества физических свойств в исследуемом объеме вплоть до классических ненарушенных образцов. По данным параметризации корреляционных функций возможно сжатие информации о структуре почв и построение цифровой модели 3D строения любой иерархичности и сложности [48].

### МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ В АНАЛИЗЕ ОБЪЕМНЫХ СТРУКТУР НА РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЯХ СТРУКТУРНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ПОЧВ

С появлением 3D анализа томографических данных возникла необходимость в разработке объемных показателей для оценки состояния почв. Изначально часть показателей была позаимствована из 2D анализа (анализа изображений) – общая пористость и количество объектов (пор) – и адаптирована для 3D структур. Но объемная структура очень сильно отличается от плоского изображения. В объеме поры связаны, и может возникнуть ситуация, когда общая пористость почвы по томографическим данным составляет более 50% в объеме 1 см<sup>3</sup>, а пора всего одна [94].

Со временем были разработаны и включены в программы для анализа томографических данных (например, STan) показатели *открытой и закрытой пористости*, где закрытая пористость – это доля совокупного объема обособленных пор в объеме образца, а открытая – доля совокупного объема пор, выходящая на поверхность [18]. Эти параметры бесполезны без привязки к объему, потому что чем больше объем – тем больше закрытая пористость. Но при этом их вполне допустимо использовать для объектов сопоставимого размера, например, для почвенных агрегатов одного фракционного размера.

С развитием 3D анализа сформировалось понятие локальной толщины объекта [15]. *Локальная толщина* – оценочный параметр, программно определяемый путем заполнения внутренней структуры объекта сферами. Способ расчета локальной толщины поры в 2D показан на рис. 2, в 3D программа анализирует максимально удаленные точки поры друг от друга, и через геометрический центр поры строит “скелетную” линию между ними, далее начинает заполнять внутренний объем сферами, где центр сферы расположен на скелетной линии, а край – ближайшая граница поры.

В результате формируется карта локальной толщины порового пространства, где объем порового пространства разделен на размерные фракции (доля объема, занятая сферами определенной размерной фракции). В некотором смысле этот показатель информативнее чем привычный “средний радиус поры”. Если трещиноватая пора в поперечном сечении представляет собой ломаную линию, то в объеме это плоскость, похожая на мятый лист бумаги разной толщины, а если она частично выходит за разрешение, то лист с отверстиями. Средний радиус в этом случае будет мало информативным, а локальная толщина покажет толщину поры и распределение объемов относительно толщины. Становится возможным построить объемную карту по локальной толщине любой рентген-контрастной фазы, например

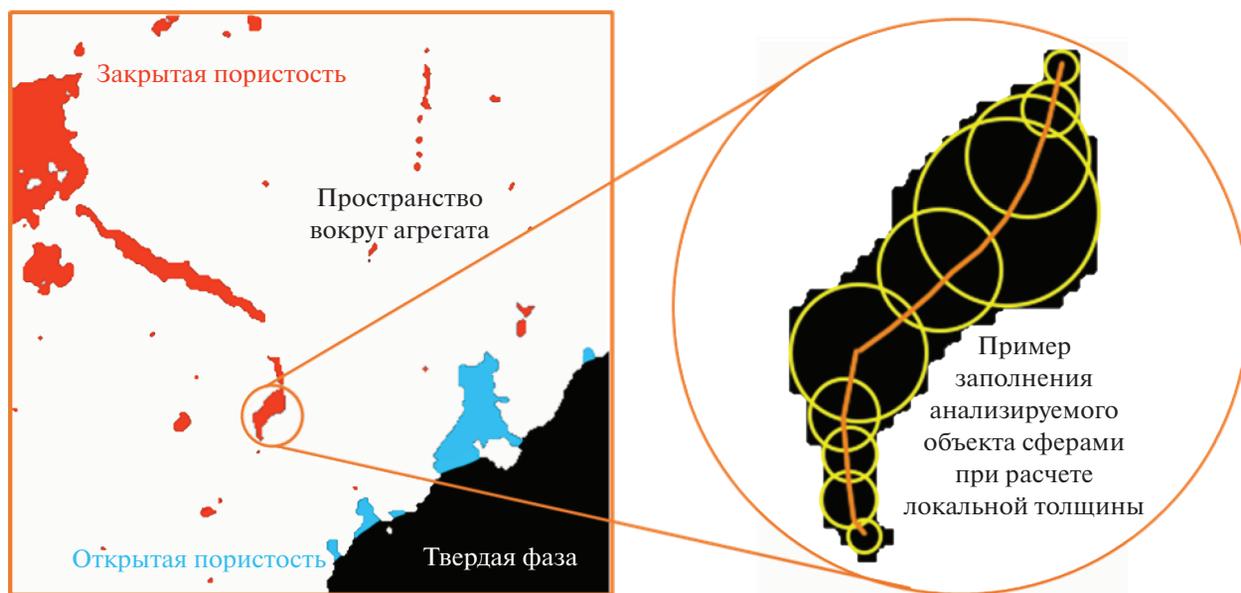


Рис. 2. Расчет локальной толщины объекта в 2D (по [106]).

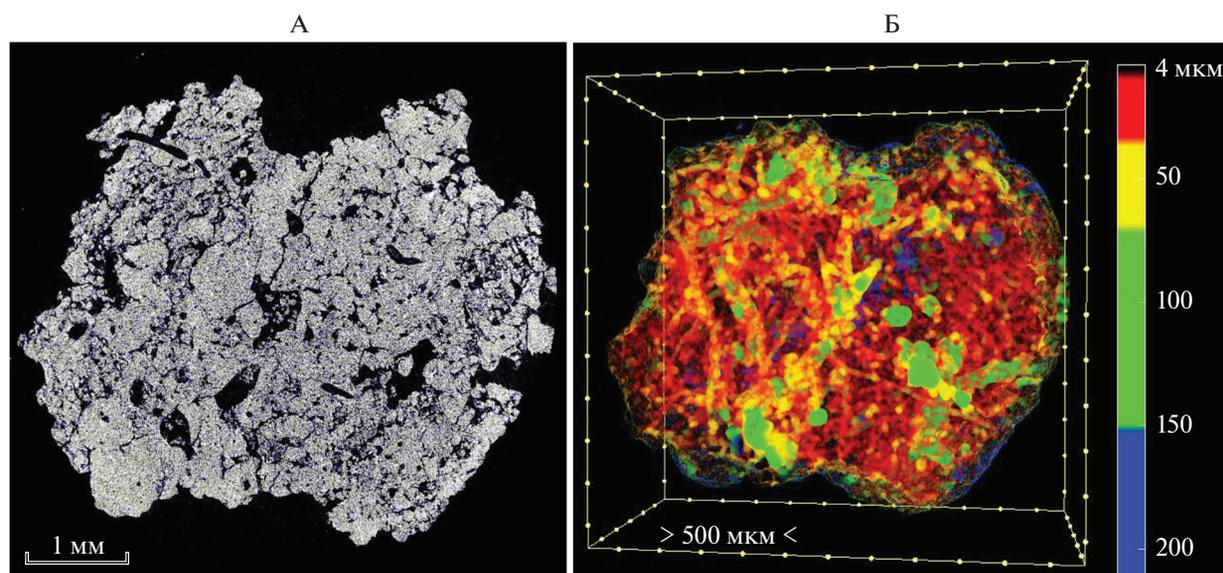


Рис. 3. Моделирование порового пространства агрегата чернозема типичного: А – томографический срез через центр образца (поры черные), Б – результат обработки и расчета локальной толщины пор в объеме агрегата (от предела разрешения до максимального по толщине объекта). Образец почвы предоставлен В.А. Холодовым, съемка, обработка и моделирование проведены К.Н. Абросимовым.

проросшего семени, минеральных зерен или структуры порового пространства внутри агрегата с очень высоким разрешением (рис. 3).

Локальная толщина как оценочный количественный показатель пока редко встречается в исследованиях, известно его применение для расчетов порового пространства серой лесной почвы Greyzemic Phaeozems Albic [84, 104] и агрегатов [106].

На почвенных образцах опробован метод численного анализа трехмерных томографических изображений на основе интегральной геометрии, топологии и морфологического анализа. Метод включает в себя расчет совокупного и некумулятивного распределения пор по размерам функционалов Минковского и чисел Бетти [43, 103].

Претерпели изменения и количественные показатели. Если возможно определить закрытую

пористость, то можно и подсчитать *количество закрытых пор*. А зная порог проницаемости жидкой воды и *локальную толщину* порового пространства при данном разрешении, можно оценить функциональную роль пор, например, в фильтрации или удержании воды. Одной из актуальных проблем анализа объемной структуры порового пространства стала оценка связности пор.

Связная объемная структура порового пространства может быть оценена с точки зрения параметров связности. *Связность порового пространства* – важный параметр, определяющий целостность и ненарушенность структуры порового пространства [77]. Связность может быть основой для определения воздухопроницаемости, так и на насыщенной гидравлической проводимости [59, 107]. Более того, взаимосвязь между различными классами пор также важна для почвы как среды обитания множества организмов, а также для доступности почвенного органического углерода (SOC) для этих организмов и их состояния аэрации [53, 64].

Один из наиболее часто используемых показателей связности порового пространства – число Эйлера-Пуанкаре (Euler number). Число Эйлера измеряет то, что можно было бы назвать “избыточной связностью” – степень, в которой части объекта многократно связаны [65]. Это мера того, сколько соединений в структуре можно разорвать, прежде чем она разделится на две отдельные части. (Топологически объект можно сжать в круг, а избыточные соединения выглядят как “ручки”.) Компонентами числа Эйлера являются три числа Бетти:  $\beta_0$  – количество несвязанных объектов (кластеров),  $\beta_1$  – количество избыточных соединений и  $\beta_2$  – количество закрытых полостей. Дается формула Эйлера-Пуанкаре для трехмерного объекта  $X$ :

$$\chi(X) = \beta_0 - \beta_1 + \beta_2.$$

При вычислении числа Эйлера отдельного объекта  $\beta_0$  всегда будет 1. Значения  $\beta_1$  и  $\beta_2$  будут определять число Эйлера отдельного объекта [101]. Количество закрытых полостей в почве обычно незначительно [102]. Если пренебречь  $\beta_2$ ,  $\chi$  становится отрицательным при условии, если количество избыточных соединений превышает количество несвязанных кластеров, и положительным, если наоборот. Для порового пространства со множеством связей число Эйлера будет отрицательным, а со множеством изолированных пор – положительным.

Число  $\chi$  – глобальный показатель, который может быть эффективно вычислен из частоты конфигураций локальных пикселей в пределах  $2 \times 2 \times 2$  воксельных окрестностей. Он не зависит от размера подключенных кластеров. Таким образом, отрицательный  $\chi$  не обязательно означает,

что существует связь на большом расстоянии через связанный кластер пор [80, 102].

Помимо числа Эйлера разработан безразмерный  $\Gamma$ -индикатор, который чувствителен к связи на большие расстояния, то есть его значение выше, если большая часть пористости принадлежит крупнейшему связанному кластеру [58, 80]:

$$\Gamma_p = \frac{1}{N_p^2} \sum_{k=1}^{N_i} n_k^2,$$

где  $N_p$  – количество всех вокселей пор  $p$ ,  $N_i$  – количество всех кластеров и  $n_k$  – количество вокселей пор в кластере  $k$ .  $\Gamma$  отражает вероятность того, что два случайно выбранных вокселя пор принадлежат одному и тому же кластеру пор, и на него сильно влияет самый большой кластер пор  $n_k$  [44]. Он может варьировать от 0 (много несвязанных кластеров) до 1, когда все воксели пор принадлежат одному связанному кластеру.  $\Gamma$  – индикатор, обычно увеличивается с увеличением пористости по  $s$ -образной кривой без четкого порога перколяции [80]. Наклон этой кривой отражает изменение размера связанных поровых кластеров, то есть это мера изменчивости перколяции между выборками набора данных [80]. Таким образом,  $\Gamma$  – индикатор отражает вероятность обнаружения непрерывного пути через систему пор, а  $\chi$  отражает количество внутренних соединений без учета их длины [40].

В работах последних 20 лет число Эйлера встречается практически всегда, когда объектом исследования является поровое пространство почвы, а критерием оценки состояния выбрана связность порового пространства [7, 43, 53, 64]. Последние разработки в области описания структуры пористых сред позволяют предположить, что функционалы Минковского могут быть успешно унифицированы с корреляционными функциями, так как являются их подмножеством [60, 61].

## ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ В ИССЛЕДОВАНИИ ПОЧВ

**Метод “dual energy” и его возможности при анализе почв.** Dual energy (DECT) – это съемка одного и того же образца на двух разных энергиях рентгеновского источника. Например, 40 и 100 KeV. В DECT несколько рентгеновских спектров используются для характеристики затухания фотонов в зависимости от материала. Обработка таких данных позволяет увидеть то, что не видно на какой-либо одной энергии съемки.

Дело в том, что от перемены энергии съемки зависит количество рентген-контрастных фаз, которые мы наблюдаем. В почве множество глинистых минералов, поглощение рентгена у многих из них в большинстве случаев совпадает, в результате чего на томографических срезах они представлены од-

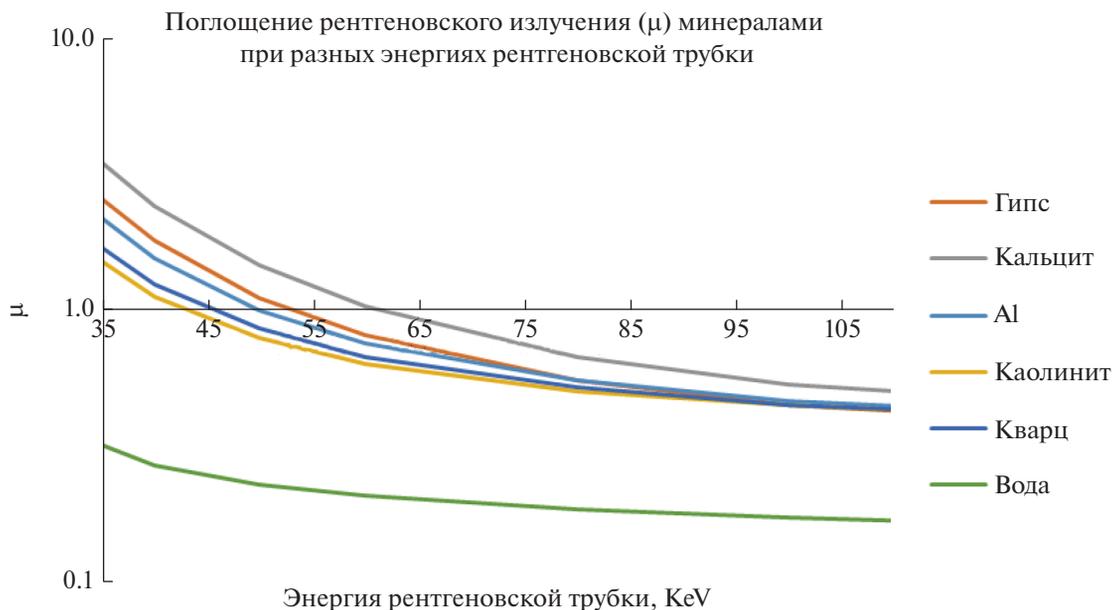


Рис. 4. Распределение элементов по яркости в зависимости от коэффициента поглощения на фоне поглощения воды. График построен на основе БД “MuCalcTool” для минералов и горных пород.

ной градацией серого, но есть и различия (рис. 4). Например, при энергии съемки 40 кэВ большинство глинистых минералов и элементов, присутствующих на графике, будут различимы между собой, и будут представлены своей градацией серого. При этом на 100 кэВ останется только поровое пространство с водой и кальцит. Остальные элементы сольются в одну градацию серого.

Оставить одну, более низкую энергию — это не всегда правильное решение. Есть минералы, которые на графике при разных энергиях могут меняться местами, градации серого на 40 и 100 кэВ фактически останутся теми же, но при этом будут соответствовать уже разным элементам. Зная этот факт, можно выбрать съемку на энергии, где градации серого этих минералов будут неразличимы в качестве фоновых данных. Далее после обработки стеков данных можно будет сделать распределение в образце каждого из элементов с высокой точностью.

В медицине метод “dual energy” считается новым и революционным [96]. В почвоведении он применяется редко и довольно давно. Известно, что этим методом можно рассчитать плотность почвы и содержание воды в ней [12, 17]. Потенциально методика может позволять решать обратную задачу и восстанавливать количество фазы в каждом вокселе [100, 105], однако применение таких технологий для анализа почв может быть затруднительно ввиду значительной их химической неоднородности. Метод “dual energy” открывает возможности для разработки контрастирования

слабо видимых при определенных энергиях рентген-контрастных фаз.

**Совмещение данных FIB-SEM и компьютерной томографии.** Совмещение методов компьютерной томографии и электронной микроскопии — перспективное направление. С учетом малых размеров объекта исследования томографические данные на пределе разрешения можно совместить с результатами сканирующего электронного микроскопа с ионной колонной (FIB-SEM). Такое исследование проводилось в 2020 г., где совмещены данные компьютерной томографии по площади 50  $\mu\text{m}^2$  [31]. Разрешение томографических данных составило 1  $\mu\text{m}$ , FIB-SEM — до 2.5 нм.

Полученные данные могут быть полезны для характеристики распределения пор по размерам, в диапазоне от 2.5 нм до  $\sim 1$   $\mu\text{m}$ . Отмечены 3 основных типа нанопористости: один возникает между зернами минералов и органо-минеральными комплексами, другой — в органическом веществе, а третий — в минералах. Пока такой метод обладает рядом серьезных недостатков: малым размером (объемом) исследуемой области, следовательно, низкой репрезентативностью, отсутствием методов обработки изображений FIB-SEM, особенно для сегментирования пор, высокой стоимостью исследования, повреждениями, возникающими при фрезеровке образца для FIB-SEM, и криообработке и др.

Есть и достоинства его применения. Происходит детализация пор и дифференциация материалов путем локального зондирования химического состава, а также числовое моделирование нано-

масштабных процессов (потоков, микробной активности и т. д.) [31].

**Возможности нейросетей при обработке и анализе томографических данных.** Существенной трудностью, свойственной любому методу анализа изображений (томографического среза, фотоснимка шлифа, РЭМ-изображения и др.), является необходимость подбора пороговых значений для разделения составляющих образец материалов, иначе называемая сегментацией. Как отмечено выше, пиксели/воксели на границах фаз часто *содержат* в себе несколько материалов. Для сегментации изображений разработано множество различных комплексных методов и автоматических алгоритмов [66, 67, 89], однако многообразие методов не сказывается положительно на их результативности.

В последние годы широкое применение в области обработки изображений нашли нейросетевые технологии. Современные подходы к локальной сегментации могут предоставить достоверные данные для обучения нейронной сети сегментации томографических изображений. В исследовании [54] авторами использована гибридная архитектура U-net + ResNet-101, а в качестве тестовой сегментации – 7 томографических изображений почвы. Обучение выполнено путем исключения сегментированного изображения из наборов данных для обучения и проверки. Точность сегментирования оценивалась с использованием стандартных показателей компьютерного зрения (точности, отзыва, пересечения по объединению или IoU) и моделирования в масштабе пор для расчета проницаемости полученных трехмерных двоичных изображений почвы. В зависимости от образца грунта погрешность сегментирования по расчетным гидравлическим свойствам варьировала от 5 до 130%. Хотя метод синтетической томографии еще недостаточно надежен, чтобы предоставить достоверные данные, смоделированные с необходимым физическим реализмом, методология, предложенная в этой статье, применима для решения ряда практических задач:

– Имея большой набор обучающих данных из томографических изображений, можно построить сверточную нейронную сеть (convolutional neural networks – CNN), которая будет сегментировать данные компьютерной томографии почв намного быстрее, чем известные методы типа кригинга или схождения активных контуров, требующие больших вычислительных затрат, и без вмешательства операторов.

– Методологию CNN можно обучить сегментированию изображений FIB-SEM структуры почвы в наномасштабе [31], где традиционные методы сегментации для томографических изображений неприменимы [54].

**Возможности открытых кодов и программного обеспечения для проведения моделирования физических свойств почвы по данным о ее строении.** После того как 3D изображения разделены на фазы, в простейшем случае поры и твердое вещество, эту информацию можно использовать для моделирования физических свойств, в том числе гидравлических и транспортных характеристик. Все подобные методики можно условно разделить на два класса – прямые модели и упрощенные алгоритмы. К первым относятся методики решения уравнений Навье-Стокса для моделирования одно- и двухфазной фильтрации флюидов в порах. Среди наиболее популярных прямых методов: 1) решеточный метод Больцмана LBM [50, 75], 2) метод конечных элементов FEM, конечных объемов FVM и объема жидкости VoF [78, 10], 3) гидродинамика сглаженных частиц SPH [41], 4) решатели на основе конечных разностей FDM для уравнений Лапласа и Стокса [32, 86], 5) метод уровней level set [76], 6) метод фазового поля phase-field или функционал плотности [20, 81]. Однако все перечисленные методы требуют значительных вычислительных ресурсов, что ограничивает размер области моделирования, в которой можно проводить вычисления, до ограниченного объема, обычно до  $\sim 700^3$  вокселей. Вычисления для таких небольших доменов, даже с использованием HPC ресурсов, легко достигает нескольких недель со значительным распараллеливанием на сотни вычислительных ядер. Трата вычислительных ресурсов и длительность расчетов исключают возможность работы с репрезентативными объемами REV почвы, а также с совмещенными изображениями. Единственным практическим вариантом является использование непрямых методов моделирования, таких как поросетевые (pore-network, PNM) модели [24–26], которые на самом деле могут быть эффективно параметризованы с помощью прямого моделирования масштаба пор любым вышеперечисленным методом(ами) [62, 79]. Хотя PNM позволяют проводить эффективные вычисления для моделирования одно-, двух- и трехфазной фильтрации, для их использования сначала необходимо извлечь поросетевую модель из трехмерного изображения [8, 34]. В настоящее время существует целый набор открытых кодов и свободного программного обеспечения для проведения как прямого, так и непрямого моделирования в поросетевых моделях: решение уравнения Стокса FDMSS [32] или решение для неньютоновских флюидов [21], модули к OpenFOAM для прямого моделирования одно- и двухфазных потоков [78], библиотеки для выделения поросетевых моделей PoreSpy и расчетов в них OpenPNM [36–38]. При этом выделение поросетевой модели из 3D изображения позволяет проводить более точный анализ распределения пор по раз-

мерам, чем на основе простых морфологических методик, описанных выше.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из анализа публикаций по томографическим исследованиям в области почвоведения, можно определить пути развития метода компьютерной томографии:

1. Дальнейшее развитие приборной и аналитической базы позволит в ближайшей перспективе получать качественные томографические данные сверхвысокого разрешения.

2. Разработка сегментации на основе самообучающихся нейросетей в случае успеха позволит создать сервис “умной” сегментации данных. Это не отменит ручную сегментацию и существующие алгоритмы везде и сразу, но позволит пройти одно из “узких мест” томографии почв, где высок человеческий фактор, и в перспективе послужит основой для экспресс-анализа структуры почвы на основе томографических данных.

3. База знаний о структуре и поровом пространстве почвах дополнится новыми исследованиями из самых разных регионов мира. Несколько лет назад опробован опыт мультимасштабных исследований почвы, это шаг к комплексному подходу исследования всего почвенного профиля, а, возможно, и к математическому описанию структуры почвы на региональном уровне с прогнозированием и оценкой рисков.

4. Совершенствование расчетных методов. Существует множество программ для визуализации данных и фильтров для томографических изображений с открытым кодом, ничем не уступающие по функционалу коммерческим образцам [54], но часто без “дружелюбного” интерфейса. Не исключено появление программных пакетов, частично или полностью созданных для анализа почвенных изображений, по аналогии с уже существующим SoilJ (плагин для ImageJ) [52], в том числе для моделирования потока жидкости в почве.

### БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследование выполнено с привлечением оборудования Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева при финансовой поддержке РНФ, проект 19-74-10070.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы статьи заявляют об отсутствии конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Скворцова Е.Б., Герке К.М., Корост Д.В., Абросимов К.Н. Строение порового пространства в подзолистых горизонтах суглинистых почв (анализ 2d и 3d изображений) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2013. № 71. С. 65–79.
2. Скворцова Е.Б., Калинина Н.В. Микроморфометрические типы строения порового пространства целинных и пахотных суглинистых почв // Почвоведение. 2004. № 9. С. 1114–1125.
3. Толковый словарь по почвоведению / Под ред. А.А. Роде. М.: Наука, 1975.
4. Abrosimov K.N., Gerke K.M., Semenov I.N., Korost D.V. Application of the Otsu Algorithm for Segmentation of Pore Space in Soils Based on Tomographic Data // Eurasian Soil Sci. 2021. Т. 54. № 4. P. 560–571. <https://doi.org/10.1134/S1064229321040037>
5. Anderson S.H., Gantzer C.J. Determination of soil water content by X-ray computed tomography and magnetic resonance imaging // Irrigation Sci. 1989. V. 10. № 1. P. 63–71.
6. Aylmore L.A.G., Hainsworth J.M. The use of computed assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content // Australian J. Soil Res. 1983. V. 21. P. 435–443.
7. Bacq-Labreuil A., Crawford J., Mooney S.J., Neal A.L., Akkari E., McAuliffe C., Ritz K. Effects of cropping systems upon the three-dimensional architecture of soil systems are modulated by texture // Geoderma. 2018. V. 332. P. 73–83. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.002>
8. Baychev T.G., Jivkov A.P., Rabbani A., Raeini A.Q., Xiong Q., Lowe T., Withers P.J. Reliability of Algorithms Interpreting Topological and Geometric Properties of Porous Media for Pore Network Modelling // Transport in Porous Media. 2019. V. 128. P. 271–301.
9. Belik A.A., Kokoreva A.A., Bolotov A.G., Dembovetskii A.V., Kolupaeva V.N., Korost D.V., Khomyak A.N. Characterizing macropore structure of agrosoddy-podzolic soil using computed tomography // Open Agriculture. 2020. V. 5. P. 888–897. <https://doi.org/10.1515/opag-2020-0080>
10. Bilger C., Aboukhedr M., Vogiatzaki K., Cant R.S. Evaluation of two-phase flow solvers using Level Set and Volume of Fluid methods // J. Comput. Phys. 2017. V. 345. P. 665–686.
11. Biswal B., Manwart C., Hilfer R. Three-Dimensional Local Porosity Analysis of Porous Media // Physica A (Amsterdam). 1998. V. 255. P. 221–241.
12. Braz D., Lopes R.T., Motta L.M.G. Dual-energy computerized tomography in compacted soil // Geotechnical and Geological Eng. 2000. V. 18. P. 221–238.
13. Capowiez Y., Pierret A., Monestiez P., Belzunces L. Evolution of burrow systems after the accidental introduction of a new earthworm species into a Swiss pre-alpine meadow // Biol. Fertil. Soils. 2000. V. 31. P. 494–500.
14. 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.

15. *Chiang Martin Y.M., Landis F.A., Xianfeng Wang, Smith J.R., Cicerone M.T., Dunkers J., Luo Yanfeng* Local Thickness and Anisotropy Approaches to Characterize Pore Size Distribution of Three-Dimensional Porous Networks // *Tissue Eng. Part C: Methods*. 2009. P. 65–76.  
<https://doi.org/10.1089/ten.tec.2008.0298>
16. *Cormack A.* Representation of a function by its line integrals, with some radiological applications // *J. Appl. Phys.* 1963. V. 34. Is. 9. P. 2722–2727.
17. *Crestana S.* Water Physics Study on Soil Using Computerized Tomography (in Portuguese). Ph.D. Thesis. USP. São Carlos, São Paulo, 1985. P. 151.
18. CTan Usermanual: Morphometric parameters measured by Skyscan™ CT-analyser software, 2013.
19. *Dal Ferro N., Sartori L., Simonetti G., Berti A., Morari F.* Soil macro- and microstructure as affected by different tillage systems and their effects on maize root growth // *Soil Till. Res.* 2014. V. 140. P. 55–65.  
<https://doi.org/10.1016/j.still.2014.02.003>
20. *Demianov A., Dinariev O., Evseev N.* Density functional modelling in multiphase compositional hydrodynamics // *Can. J. Chem. Eng.* 2011. V. 89(2). P. 206–226.
21. *Eichheimer P., Thielmann M., Popov A., Golabek G.J., Fujita W., Kottwitz M. O., Kaus B.J.* Pore-scale permeability prediction for Newtonian and non-Newtonian fluids // *Solid Earth*. 2019. V. 10(5). P. 1717–1731.
22. *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. 60–70.
23. *Elliott E.T., Coleman D.C.* Let the soil work for us // *Ecological Bull.* 1998. V. 39. P. 23–32.
24. *Fatt I.* The network model of porous media I. Capillary pressure // *Transactions of the AIME*. 1956. V. 207. P. 144–159.
25. *Fatt I.* The network model of porous media II. Dynamic properties of a single size tube network // *Transactions of the AIME*. 1956. V. 207. P. 160–163.
26. *Fatt I.* The network model of porous media III. Dynamic properties of networks with tube radius distribution // *Transactions of the AIME*. 1956. V. 207. P. 164–181.
27. *Gerke K.M., Karsanina M.V.* Improving stochastic reconstructions by weighing correlation functions in an objective function // *EPL (Europhysics Letters)*. 2015. V. 111(5). P. 56002.  
<https://doi.org/10.1209/0295-5075/111/56002>
28. *Gerke K.M., Karsanina M.V.* How pore structure non-stationarity compromises flow properties representativity (REV) for soil samples: Pore-scale modelling and stationarity analysis // *European J. Soil Sci.* 2020.  
<https://doi.org/10.1111/ejss.13055>
29. *Gerke K.M., Karsanina M.V., Mallants D.* Universal stochastic multi-scale image fusion: An example application for shale rock // *Scient. Rep.* 2015. V. 5. P. 15880.  
<https://doi.org/10.1038/srep15880>
30. *Gerke K.M., Karsanina M.V., Skvortsova E.B.* Description and reconstruction of the soil pore space using correlation functions // *Eurasian Soil Sc.* 2012. V. 45. P. 861–872.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229312090049>
31. *Gerke K.M., Korostilev E.V., Romanenko K.A., Karsanina M.V.* Going submicron in the precise analysis of soil structure: A FIB-SEM imaging study at nanoscale // *Geoderma*. 2021. V. 383. P. 114739.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114739>
32. *Gerke K.M., Skvortsova E.B., Korost D.V.* Tomographic method of studying soil pore space: Current perspectives and results for some Russian soils // *Eurasian Soil Sci.* 2012. V. 45. № 7. P. 700–709.
33. *Gerke K.M., Sizonenko T.O., Karsanina M.V., Lavrukhin E.V., Abashkin V.V., Korost D.V.* Improving watershed-based pore-network extraction method using maximum inscribed ball pore-body positioning // *Adv. Water Resour.* 2020. P. 103576.
34. *Gerke K.M., Vasilyev R.V., Khirevich S., Karsanina M.V., Collins D., Sizonenko T., Korost D.V., Lamontagne S., Mallants D.* Finite-difference method Stokes solver (FDMSS) for 3D pore geometries: Software development, validation and case studies // *Computers Geosciences*. 2018. V. 114. P. 41–58.  
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.01.005>
35. *Gorbov S.N., Bezuglova O.S., Tagiverdiev S.S., Morozov I.V., Abrosimov K.N., Skvortsova E.B.* Physical properties of soils in Rostov agglomeration // *Eurasian Soil Sci.* 2016. V. 49. № 8. P. 898–907.
36. *Gostick J.T., Khan Z.A., Tranter T.G., Kok M.D., Agnaou M., Sadeghi M., Jervis R.* PoreSpy: A python toolkit for quantitative analysis of porous media images // *J. Open Source Software*. 2019. V. 4(37). P. 1296.
37. *Gostick J.T.* Versatile and efficient pore network extraction method using marker-based watershed segmentation // *Phys. Review E*. 2017. V. 96(2).
38. *Gostick J., Aghighi M., Hinebaugh J., Tranter T., Hoeh M.A., Day H., Putz A.* OpenPNM: a pore network modeling package // *Computing in Sci. Engineering*. 2016. V. 18(4). P. 60–74.
39. *Hea Z., Zhanga S., Tenga J., Yaoc Y., Sheng D.* A coupled model for liquid water-vapor-heat migration in freezing soils Cold Regions // *Sci. Tech.* 2018. V. 148. P. 22–28.  
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.01.003>
40. *Herring A.L., Andersson L., Schlüter S., Sheppard A., Wildenschild D.* Efficiently engineering pore-scale processes: The role of force dominance and topology during nonwetting phase trapping in porous media // *Adv. Water Res.* 2015. V. 79. P. 91–102.  
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.02.005>
41. *Holmes D.W., Williams J.R., Tilke P., Leonardi C.R.* Characterizing flow in oil reservoir rock using SPH: Absolute permeability // *Computational Particle Mechanics*. 2016. V. 3. P. 141–154.  
<https://doi.org/10.1007/s40571-015-0038-7>
42. *Hounsfield G.N.* Computerized transverse axial scanning (tomography). Description to system // *Br. J. Radiol.* 1973. V. 46. P. 1016–1022.
43. *Ivonin D., Kalnin T., Grachev E., Shein E.* Quantitative analysis of pore space structure in dry and wet soil by integral geometry methods // *Geosciences*. 2020. V. 10(9). P. 365–365.

44. *Jarvis N., Larsbo M., Koestel J.* Connectivity and percolation of structural pore networks in a cultivated silt loam soil quantified by X-ray tomography // *Geoderma*. 2017. V. 287. P. 71–79. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.06.026>
45. *Jiao Y., Stillinger F.H., Torquato S.* Modeling Heterogeneous Materials via Two-Point Correlation Functions: Basic Principles // *Phys. Rev.* 2007. V. 76. P. 031110.
46. *Joschko M., Graff O., Müller P.C., Kotzke K., Lindner P., Pretschner D.P., Larink O.* A non-destructive method for the morphological assessment of earthworm // *Biol. Fertil. Soils*. 1991. V. 11. P. 88–92.
47. *Karsanina M.V., Gerke K.M., Skvortsova E.B., Ivanov A.L., Mallants D.* Enhancing image resolution of soils by stochastic multiscale image fusion // *Geoderma*. 2018. V. 314. P. 138–145. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.055>
48. *Karsanina M.V., Gerke K.M., Skvortsova E.B., Mallants D.* Universal spatial correlation functions for describing and reconstructing soil microstructure // *PLoS one*. 2015. V. 10(5). P. 0126515.
49. *Karsanina M.V., Lavrukhin E.V., Fomin D.S., Yudina A.V., Abrosimov K.N., Gerke K.M.* Compressing soil structural information into parameterized correlation functions // *Eur. J. Soil Sci.* 2020. <https://doi.org/10.1111/ejss.13025>
50. *Khirevich S., Ginzburg I., Tallarek U.* Coarse-and fine-grid numerical behavior of MRT/TRT lattice-Boltzmann schemes in regular and random sphere packings // *J. Computational Physics*. 2015. V. 281. P. 708–742.
51. *Koebnick N., Daly K.R., Keyes S.D., George T.S., Brown L.K., Raffan A., Cooper L.J., Naveed M., Bengough A.G., Sinclair I., Hallett P.D., Roose T.* High-resolution synchrotron imaging shows that root hairs influence rhizosphere soil structure formation // *The New phytologist*. 2017. V. 216(1). P. 124–135. <https://doi.org/10.1111/nph.14705>
52. *Koestel J.* Soil: An Image plugin for the semiautomatic processing of three-dimensional X-ray images of soils // *Vadose Zone J.* 2018. V. 17. Is. 1. P. 170062.
53. *Kravchenko A.N., Negassa W.C., Guber A.K., Rivers M.L.* Protection of soil carbon within macro-aggregates depends on intra-aggregate pore characteristics // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. P. 291. <https://doi.org/10.1038/srep16261>
54. *Lavrukhin E.V., Gerke K.M., Romanenko K.A., Abrosimov K.N., Karsanina M.V.* Assessing the fidelity of neural network-based segmentation of soil XCT images based on pore-scale modelling of saturated flow properties // *Soil and Tillage Res.* 2021. V. 209(15). P. 104942. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104942>
55. *Lebedeva M.P., Golovanov D.L., Shishkov V.A., Ivanov A.L., Abrosimov K.N.* Microscopic and tomographic studies for interpreting the genesis of desert varnish and the vesicular horizon of desert soils in Mongolia and the USA // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2019. V. 71. № 1. P. 21–42.
56. *Leue M., Uteau-Puschmann D., Peth S., Nellesen J., Kodešová R., Gerke H.H.* Separation of soil macropore types in three-dimensional x-ray computed tomography images based on pore geometry characteristics // *Vadose Zone J.* 2019. V. 18. P. 1–13. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.09.0170>
57. *Lindquist W.B., Lee S.-M., Coker D.A., Jones K.W., Spanne P.* Medial Axis of Void Structure in Three-Dimensional Tomographic Images of Porous Media // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 8297–8310.
58. *Lucas M., Schlüter S., Vogel H.-J., Vetterlein D.* Soil structure formation along an agricultural chronosequence // *Geoderma*. 2019. V. 350. P. 61–72. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.04.041>
59. *Luo L., Lin H., Li S.* Quantification of 3-D soil macropore networks in different soil types and land uses using computed tomography // *J. Hydrol.* 2010. V. 39(1–2). P. 53–64.
60. *Ma Z., Torquato S.* Precise algorithms to compute surface correlation functions of two-phase heterogeneous media and their applications // *Phys. Rev. E.* 2018. V. 98(1). P. 013307.
61. *Ma Z., Torquato S.* Generation and structural characterization of Debye random media // *Phys. Rev. E.* 2020. V. 102(4). P. 043310.
62. *Miao X., Gerke K.M., Sizonenko T.O.* A new way to parameterize hydraulic conductances of pore elements: A step towards creating pore-networks without pore shape simplifications // *Adv. Water Resources*. 2017. V. 105. P. 162–172.
63. *Mooney S.J., Pridmore T.P., Helliwell J., Bennett M.J.* Developing X-ray computed tomography to non-invasively image 3D root systems architecture in soil // *Plant and Soil*. 2012. V. 352(1–2). P. 1–22. <https://doi.org/10.1007/s11104-011-1039-9>
64. *Negassa W.C., Guber A.K., Kravchenko A.N., Marsh T.L., Hildebrandt B., Rivers M.L.* Properties of soil pore space regulate pathways of plant residue decomposition and community structure of associated bacteria // *PLoS One*. 2015. V. 10. P. e0123999. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0123999>
65. *Odgaard A., Gundersen H.J.* Quantification of connectivity in cancellous bone, with special emphasis on 3-D reconstructions // *Bone*. 1993. V. 14(2). P. 173–182.
66. *Oh W., Lindquist B.* Image thresholding by indicator kriging *IEEE Trans. Pattern // Anal. Mach. Intell.* 1999. V. 21. P. 590–602.
67. *Otsu N.* *IEEE Trans Sys. Man // Cyber: journal* 9. 1979. P. 62–68. <https://doi.org/10.1109/TSMC.1979.4310076>
68. *Pagliai M., Vignozzi N.* Soil pore system as an indicator of soil quality // *Advances in GeoEcology*. 2002. V. 35. P. 71–82.
69. *Petrovic A.M., Siebert J.E., Rieke P.E.* Soil bulk density analysis in three dimensions by computed tomographic scanning // *Soil Sc. Soc. Am. J.* 1982. V. 46(3). P. 445–450. <https://doi.org/10.2136/sssaj1982.03615995004600030001x>
70. *Peyton R.L., Haeffner B.A., Anderson S.H., Gantzer C.J.* Applying X-ray CT to measure macropore diameters in undisturbed soil cores // *Geoderma*. 1992. V. 53. Iss. 3–4. P. 329–340.
71. *Pires L.F., Borges J.A.R., Rosa J.A., Cooper M., Heck R.J., Passoni S., Roque W.L.* Soil structure changes induced

- by tillage systems // *Soil Till. Res.* 2017. V. 165. P. 66–79. <https://doi.org/10.1016/j.still.2016.07.010>
72. Pires L.F., Roque W.L., Rosa J.A., Mooney S.J. 3D analysis of the soil porous architecture under long term contrasting management systems by X-ray computed tomography // *Soil Till. Res.* 2019. V. 191. P. 197–206. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.02.018>
  73. Pogosyan L., Abrosimov K., Romanenko K., Marquez J., Sedov S. How is the fragipan incorporated in the pore space architecture of a boreal retisol? // *Soil Res.* 2019. V. 57(6). P. 566–574. <https://doi.org/10.1071/SR18239>
  74. Pogosyan L., Gastelum A., Prado B., Marquez J., Abrosimov K., Romanenko K., Sedov S. Morphogenesis and quantification of the pore space in a tephra-palaeosol sequence in Tlaxcala, central Mexico // *Soil Res.* 2019. V. 57(6). P. 559–565. <https://doi.org/10.1071/SR18185>
  75. Pot V., Zhong X., Baveye P.C. Effect of resolution, reconstruction settings, and segmentation methods on the numerical calculation of saturated soil hydraulic conductivity from 3D computed tomography images // *Geoderma.* 2020. V. 362. P. 114089.
  76. Prodanović M., Bryant S.L. A level set method for determining critical curvatures for drainage and imbibition // *J. Colloid Interface Sci.* 2006. V. 304(2). P. 442–458.
  77. Rabot E., Wiesmeier M., Schlüter S., Vogel H.J. Soil structure as an indicator of soil functions: a review // *Geoderma.* 2018. V. 314. P. 122–137.
  78. Raeini A.Q., Bijeljic B., Blunt M.J. Generalized network modeling: Network extraction as a coarse-scale discretization of the void space of porous media // *Physical Rev. E.* 2017. V. 96(1). P. 013312.
  79. Raeini A.Q., Blunt M.J., Bijeljic B. Modelling two-phase flow in porous media at the pore scale using the volume-of-fluid method // *J. Computational Phys.* 2012. V. 231. P. 5653–5668.
  80. Renard P., Allard D. Connectivity metrics for subsurface flow and transport // *Advances in Water Res.* 2013. V. 51. P. 168–196. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.12.001>
  81. Rokhforouz M.R., Akhlaghi Amiri H.A. Phase-field simulation of counter-current spontaneous imbibition in a fractured heterogeneous porous medium // *Phys. Fluids.* 2017. V. 29(6). P. 062104.
  82. Romanenko K.A., Skvortsova E.B., Rozhkov V.A. Form and orientation of soil pores as indicators of a structural soil organization // *IOP Conf. Ser.: Earth and Env. Sci.* 2019. V. 368. P. 012041. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012041>
  83. Romanenko K.A., Rogov V.V., Yudina A.V., Abrosimov K.N., Skvortsova E.B., Kurchatova A.N. Frozen soils and sediments microstructure x-ray tomography study: methods, approaches, perspectives // *Dokuchaev Soil Bull.* 2016. V. 83. P. 103–117. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-83-103-117>
  84. Romanis T., Sedov S., Lev S., Lebedeva M., Kondratev K., Yudina A., Abrosimov K., Golyeva A., Volkov D. Landscape change and occupation history in the central Russian upland from upper palaeolithic to medieval: Paleopedological record from Zaraysk kremlin // *Catena.* 2021. V. 196.104873. P. 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104873>
  85. Rozhkov V.A. *Soil Informatics.* M.: Agropromizdat, 1989. 200 p.
  86. Sahabro V., Torres-Verdín C., Javadpour F., Sepehrnoori K. Finite-difference approximation for fluid-flow simulation and calculation of permeability in porous media // *Transport in Porous Media.* 2012. V. 94. P. 775–793. <https://doi.org/10.1007/s11242-012-0024-y>
  87. San José Martínez F., Muñoz Ortega F.J., Caniego Monreal F.J., Kravchenko A.N., Wang W. Soil aggregate geometry: Measurements and morphology // *Geoderma.* 2015. P. 237–238. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.08.003>
  88. Sasov A.Y. The investigation of the microstructure of soils by computerised tomography // *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Ser. Geologiya.* 1987. V. 3. P. 56–62.
  89. Schlüter S., Großmann C., Diel J., Wu G.-M., Tischer S., Deubel A., Rücknagel J. Long-term effects of conventional and reduced tillage on soil structure, soil ecological and soil hydraulic properties // *Geoderma.* 2018. V. 332. P. 10–19. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.001>
  90. Schlüter S., Weller U., Vogel H.J. Segmentation of X-ray microtomography images of soil using gradient masks // *Comp. and Geosciences.* 2010. V. 36. P. 1246–1251.
  91. Schlüter S., Weller U., Vogel H.-J. Soil-structure development including seasonal dynamics in a long-term fertilization experiment // *J. Plant Nutrition and Soil Sc.* 2011. V. 174. P. 395–403. <https://doi.org/10.1002/jpln.201000103>
  92. Shein E.V., Skvortsova E.B., Dembovetskii A.V., Abrosimov K.N., Il'in L.I., Shnyrev N.A. Pore-size distribution in loamy soils: A comparison between microtomographic and capillarimetric determination methods // *Eurasian Soil Sci.* 2016. V. 49. P. 315–325. <https://doi.org/10.1134/S1064229316030091>
  93. Skvortsova E.B., Shein E.V., Abrosimov K.N., Gerke K.M., Korost D.V., Romanenko K.A., Belokhin V.S., Dembovetskii A.V. Tomography in soil science // *Dokuchaev Soil Bull.* 2016. V. 86. P. 28–34. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-86-28-34>
  94. Sorokin A.S., Abrosimov K.N., Lebedeva M.P., Kust P.G. Composition and structure of aggregates from compacted soil horizons in the southern steppe zone of European Russia // *Eurasian Soil Sci.* 2016. V. 49. P. 326–337. <https://doi.org/10.1134/S1064229316030108>
  95. Suzdaleva A.V., Shein E.V., Verkhovtseva N.V., Abrosimov K.N. Physical and microbiological aspects of the soil seedbed in the early formation of the barley root system (*Hordeum vulgare* L.): tomographic studies // *IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng.* 2020. V. 941. 012032. <https://doi.org/10.1088/1757-899X/941/1/012032>
  96. Tan C.O., Kuppens D., Gupta R. *Dual-Energy CT. Neuroimaging Techniques in Clinical Practice.* Springer, Cham, 2020. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-48419-4\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-030-48419-4_7)

97. *Tollner E.W., Murphy C.* Factors affecting soil x-ray absorption coefficients with computer tomography // *Am. Soc. Agricultural Eng.* 1991. V. 34(3). P. 1047–1053.
98. *Torquato S.* Random Heterogeneous Materials: Microstructure and Macroscopic Properties. Springer-Verlag. N.Y., 2002.
99. *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.
100. *Victor R.A., Prodanović M., Torres-Verdín C.* Monte Carlo approach for estimating density and atomic number from dual-energy computed tomography images of carbonate rocks // *J. Geophysical Res.: Solid Earth.* 2017. V. 122(12). P. 9804–9824.
101. *Vogel H.-J.* Morphological determination of pore connectivity as a function of pore size using serial sections // *European J. Soil Sc.* 1997. V. 48. P. 365–377. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1997.tb00203.x>
102. *Vogel H.-J.* Topological characterization of porous media // *Morphology of condensed matter: Physics and geometry of spatially complex systems.* Berlin, Heidelberg: Springer, 2002. P. 75–92.
103. *Vogel H.-J., Weller U., Schlüter S.* Quantification of soil structure based on Minkowski functions // *Comp. Geosci.* 2010. V. 36. P. 1236–1245. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.03.007>
104. WRB. 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO. Rome.
105. *Yang Y.S., Liu K.Y., Mayo S., Tulloh A., Clennell M.B., Xiao T.Q.* A data-constrained modelling approach to sandstone microstructure characterization // *J. Petroleum Sci. Eng.* 2013. V. 105. P. 76–83.
106. *Yudina A.V., Romanenko K.A.* Mechanistic Understanding of Soil Hierarchical Structure, EGU General Assembly 2019. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.26167.16809>
107. *Zhang Z., Liu K., Zhou H., Lin H., Li D., Peng X.* Three-dimensional characteristics of biopores and non-biopores in the subsoil respond differently to land use and fertilization // *Plant and Soil.* 2018. V. 428. P. 453–467. <https://doi.org/10.1007/s11104-018-3689-3>

## Tomography in Soil Science: from the First Experiments to Modern Methods (Review)

**K. N. Abrosimov<sup>1,\*</sup>, K. M. Gerke<sup>2</sup>, D. S. Fomin<sup>1</sup>, K. A. Romanenko<sup>1</sup>, and D. V. Korost<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup>*Dokuchaev Soil Science Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

\*e-mail: [abrosimov\\_kn@esoil.ru](mailto:abrosimov_kn@esoil.ru)

The article provides an overview of the use of computed tomography method in the study of soils from the first works to the present time. The purpose of the article is to trace the development of the computed tomography method in the field of hardware and methods for processing tomographic data. From the first attempts to analyze soil structure using tomographic sections of low quality to modern methods of segmentation and analysis of volumetric structures using specialized software, correlation functions and neural networks. The purpose of the article is to show the possibilities of application and determine the development trends of methods for processing tomographic data in the field of studying and analyzing soil structure. The article presents examples from the world experience of using computed tomography for a broad variety of soils, shows various methods of data segmentation that have been used from the first studies to the recent ones. The specific terminology that developed within the framework of the evolution of the method and various morphometric indicators for 2D and 3D images, developed or being developed at the moment, are presented, a forecast of the prospects for the method in the near future is given.

*Keywords:* XCT, image analysis, pore space, soil structure, tomographic studies, mCT

ТОМОГРАФИЯ  
ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОЧВ

УДК 631.43

АНАЛИЗ ТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ СТРУКТУРЫ  
ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОЧВ МЕТОДАМИ  
ИНТЕГРАЛЬНОЙ ГЕОМЕТРИИ<sup>1</sup>

© 2021 г. Т. Г. Калнин<sup>а, \*</sup>, Д. А. Ивонин<sup>а</sup>, К. Н. Абросимов<sup>б</sup>, Е. А. Грачев<sup>а</sup>, Н. В. Сорокина<sup>а</sup>

<sup>а</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: kremor1994@gmail.com

Поступила в редакцию 06.02.2021 г.

После доработки 17.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

В работе использована методика численного анализа трехмерных томографических изображений порового пространства почвенных объектов. Она основана на применении методов интегральной геометрии, топологии и морфологического анализа. Для количественной характеристики изменения структуры порового пространства исследованы томографические изображения четырех ненарушенных образцов: тяжелосуглинистой агросерой почвы (Retic Phaeozem), агроминерального (Sapric Rheic Mineralic Histosols) и гипнового (brown moss Sapric Rheic Histosols) торфоземов в сухом и влажном состояниях. Для образцов подпахотного горизонта агросерой почвы наблюдалось уменьшение обоих чисел Бетти в процессе смачивания, где нулевое число ( $b_0$ ) отображает количество топологически простых, закрытых пор, а первое число ( $b_1$ ) свидетельствует об уменьшении значения связности в более узком диапазоне в сравнении с  $b_0$ . При увлажнении образца агроминерального торфозема характеристика Эйлера-Паункаре принимает отрицательные значения в диапазоне пор 0.1–0.16 мм, что говорит о преобладании сложной, разветвленной структуры порового пространства и высокой связанности пор. При насыщении гипнового мха большое количество туннельных пор сужаются (“схлопываются”), связанность уменьшается за счет особенностей сложения длинноствольных растительных остатков. Количество пор и связей между ними в торфоземах на порядок превышает те же показатели агросерой почвы в горизонте А подпахотном. Приведенные количественные изменения предложенных параметров томографического изображения порового пространства почв подтверждают возможность их использования для оценки трансформации порового пространства почв.

**Ключевые слова:** пористость, функционал Минковского, числа Бетти, характеристика Эйлера-Паункаре, компьютерная томография, Phaeozem albic, Sapric Rheic Histosols

**DOI:** 10.31857/S0032180X21090033

ВВЕДЕНИЕ

Пористость почв является трехмерной структурой со сложной геометрией внутренней поверхности. Эта 3D матрица порового пространства и форма границы раздела фаз пора–твердофазный скелет во многом определяют механические и гидрологические характеристики почв. Использование компьютерной томографии позволяет получать информацию о структуре порового пространства почв с высокой степенью детализации без разрушения образцов, но для получения количественной информации о структуре пор необходимо применение различных методов, связанных

с количественным анализом трехмерных изображений.

Существует множество примеров анализа двумерных и трехмерных изображений почв и горных пород с помощью статистических, морфологических и других операций. Эти методы имеют свои преимущества и недостатки, при этом далеко не все имеют физическое обоснование [1, 3]. Поэтому в настоящей работе рассматриваются инструменты, в основе которых лежит фундаментальная основа – статистическая физика, интегральная геометрия и топология. Функционалы Минковского – четыре основные геометрические и топологические характеристики, которые ставятся в соответствие трехмерному объекту с целью описания его структуры, и с точностью до множителя соответствуют объему пор, площади

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X21090033 для авторизованных пользователей.

поверхности пор и интегральной средней кривизне границы раздела фаз пора–твердофазный скелет. Также используется характеристика Эйлера-Пуанкаре сложного (выпуклого/вогнутого) пористого пространства, которая принимается интегральной характеристикой сложности пористого тела [34].

Существуют исследования, посвященные применению методов интегральной геометрии и морфологического анализа для анализа сред со сложной внутренней структурой. Так, в ранних работах исследуются искусственно сгенерированные среды [11, 29] и двумерные срезы образцов горных пород [10], в более поздних работах – трехмерные томографические [18, 33, 35] и FIB-SEM изображения [15]. В частности, в работе [35] демонстрируется подход к численному описанию внутренней геометрии образцов почв, подвергавшихся различным видам обработки, на основе анализа эволюции функционалов Минковского в процессе дилатации как твердой фазы, так и порового пространства. Стоит отметить применимость методов к объектам на всевозможных масштабах: методы интегральной геометрии позволяют численно описывать геометрию внутриагрегатного порового пространства [46], межагрегатных и макроскопических пор [36].

Отдельно отметим, что существуют работы, демонстрирующие связь функционалов Минковского с некоторыми функциональными характеристиками самих сред или течений жидкости в них [9, 14, 28, 45]. Также внимания заслуживает работа [24], где с помощью методов интегральной геометрии, а также теории персистентных гомологий, исследуется изменение внутренней геометрии порового пространства коллектора нефти в процессе кислотной обработки.

В настоящей работе методология анализа внутренней геометрии порового пространства применена для образцов различных почв в сухом и близком к насыщению влагой состояниях почв с целью количественной демонстрации происходящих в почве изменений [5, 7]. Томографические изображения были получены для почв в сухом и влагонасыщенном состоянии. В отличие от работ, в которых исследуется эволюция функционалов Минковского в процессе эрозии и дилатации порового пространства, в данном исследовании предлагается использовать морфологическую операцию “открытия” (morphological opening operation) [33], которая позволяет построить кумулятивные и некумулятивные распределения функционалов Минковского по размерам пор в привычных метрических единицах. Также предлагается анализировать числа Бетти порового пространства в дополнение к функционалам Минковского, поскольку они имеют наглядную интерпретацию: первое число Бетти соответствует числу отдель-

ных пор, а второе число Бетти – числу туннелей в поровом пространстве образца почвы.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Образцы почвы.** Для исследования применимости интегральной геометрии исследованы почвы, контрастные по происхождению, составу и гидрофизическим свойствам: агросерую (Retic Phaeozem) и торфозем (Sapric Rheic Histosols). Образцы имеют совершенно различную структуру, изменяющуюся при взаимодействии с водой, что по-разному влияет на изменения объемных показателей [23].

Образцы низинного торфа отобраны в Яхромской долине в пределах территории стационара ФГБНУ ФИЦ Почвенный институт им. В.В. Докучаева (Дмитровский район Московской области).

Торфоземы стационара ВНИИМЗ подразделяются на 2 вида: 1 – на разнотравно-гипновом и гипновом торфе, обогащенные карбонатами (Sapric Rheic Histosols (Lignic)), 2 – агроминеральные (Sapric Rheic Drainic Histosols (Mineralic)). Гипновые торфоземы как правило имеют высокую естественную влажность и относятся к трудноосушаемому. Два фактора определяют генезис торфяных участков в Яхромской котловине: р. Яхромы, находящаяся близко к участку, в период разлива сформировала торфоземы агроминеральные; второй фактор – мощные напорные железисто-карбонатные воды, выклинивающиеся в притеррасной части Яхромской долины. Агроминеральные (зольность 23%) торфа сформированы под влиянием р. Яхромы и представляют собой агроминеральные торфянопереслойные почвы (рис. S1). Гипновые торфоземы (зольность 16%) на разнотравно-гипновом и гипновом торфе, обогащенные карбонатами (рис. S2). Более подробно свойства торфоземов представлены в табл. 1. Данные торфа, как правило, имеют высокую естественную влажность, относятся к трудноосушаемому за счет их густостебельного и разрыхленного сложения. По структуре гипновые торфа представлены длинностебельными и веточными листьяподобными образованиями, что должно было сказаться на их поведении во влажном и воздушно-сухом состоянии. Под естественной плотностью понимается насыпной образец, близкий к естественному состоянию. Экспериментальная плотность достигалась уплотнением торфяной колонки постукиванием.

Для исследования выбраны торфа, отличные по ботаническому составу, зольности, степени разложения и другим свойствам.

Образцы агросерой почвы отобраны во Владимирском ополье расположенном на Русской равнине северо-западнее г. Владимира, на левом высоком берегу р. Клязьмы, к юго-востоку от границы

**Таблица 1.** Некоторые физические свойства торфоземов

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см <sup>3</sup>		Степень разложения	Зольность
		естественная	экспериментальная		
Торфоземы агроминеральные	5–15	0.35	0.45	79.8	37.3
	25–40	0.2	0.3		37.2
Торфоземы на гипновом торфе	5–15	0.17	0.23	62.1	37
	25–40	0.12	0.22		38.6

**Таблица 2.** Некоторые физические свойства агросерой почвы

Горизонт, глубина, см	Гранулометрический состав, мм			Плотность, г/см <sup>3</sup>	НВ*, % массы	Коэффициент фильтрации, см/сут
	<0.002	0.002–0.05	>0.05			
Апах, 0–21	17.39	80.66	1.95	1.1	37.3	60
	17.35	80.21	2.44	1.16	37.2	58
	17.21	80	2.79	1.21	37	52
Аподпах, 21–37	17.03	81.62	1.75	1.33	38.6	26
	16	82.43	1.57	1.36	38.2	32
АВ, 37–57	17.35	81.76	0.89	1.33	37.4	35
	17.32	82.09	0.59	1.39	35.3	35
В2, 72–96	18.4	81.1	0.5	1.4	37.6	28.5

\* Наименьшая влагоемкость.

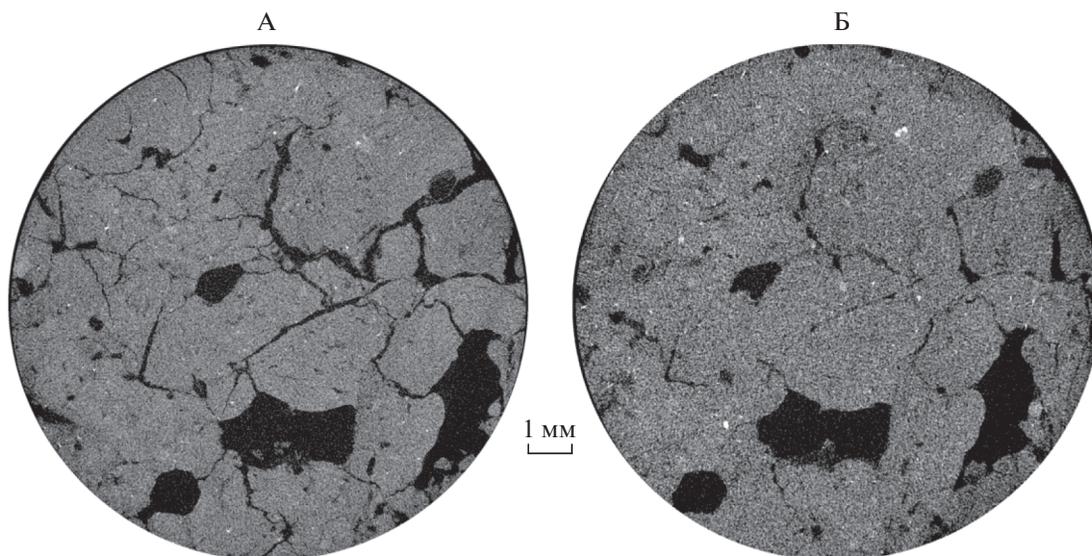
Московского оледенения. Эта территория относится к зоне достаточного увлажнения: средняя многолетняя сумма осадков составляет 575 мм при испаряемости свыше 400 мм в год. Почвы Владимирского ополья в основном представлены агросерыми лесными (Retic Phaeozem, WRB 2014 г., версия 2015 г.) [41]. Некоторые физические свойства этих почв представлены в табл. 2. Гранулометрический состав образцов Retic Phaeozem определяли методом лазерной дифракции на лазерном анализаторе размера частиц Analysette 22 comfort (FRITCH, Germany). Плотность почв, наименьшую влагоемкость, коэффициент фильтрации, зольность и степень разложения определяли традиционными классическими методами [7, 8].

В исследуемых агросерых почвах с глубины 20–30 см проявляется плужная подошва (подпочвенное уплотнение – subsoil compaction) в виде уплотнения на глубине 20–40 см, в более глубоких слоях переходящее в уплотненные эволюционными почвенными процессами горизонты. Уплотнение не превышает критических отметок для суглинистых агропочв (до 1.4 г/см<sup>3</sup>) [18], однако по сравнению с пахотными горизонтами, в которых плотность находится на оптимальном уровне, различия существенны. Данное явление стоит отме-

тить как характерное для тяжелосуглинистых интенсивно используемых пахотных почв.

Для лабораторного изучения с использованием томографии были отобраны 2 монолитных образца агросерой почвы, а также образцы агроминерального и гипнового торфоземов, которые помещались в цилиндрические рентгенпрозрачные кюветы диаметром 16 мм и высотой 40 мм. Томографическая съемка почв проводилась на микро-томографе SkyScan 1172 (Бельгия) в ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”. Визуализация порового пространства выполнена с использованием ПО CTvox ©Bruker (по данным сегментации и расчета локальной толщины пор) для торфогрунтов и ImageJ для агросерых почв.

**Насыщение образцов водой и рентгеновская компьютерная микротомография.** Томографическая съемка проводилась в двух вариантах состояния образцов – воздушно-сухие и увлажненные до состояния, близкого к наименьшей влагоемкости. Для этого один и тот же образец после томографической съемки в воздушно-сухом состоянии увлажняли избытком влаги через подложку из нескольких слоев фильтровальной бумаги в течение 7 сут с постоянным доливом воды до появления водного зеркала на поверхности



**Рис. 1.** Горизонтальный томографический срез одного из образцов агросерой почвы с глубины 30–40 см: А – в сухом состоянии; Б – в насыщенном состоянии.

бумажной подложки, затем свободно дренировали на песчаной подложке до постоянного веса при отсутствии испарения и после томографировали в течение 2–3 ч. Перед томографической съемкой образец герметизировали полиэтиленовой пленкой, что исключало испарение воды в процессе съемки и деформацию структуры вследствие процессов усадки, вызванных испарением. Параметры съемки выбраны, исходя из протоколов работы с аналогичными почвенными образцами, томографическое исследование которых осуществлялось ранее [20, 25, 32, 44].

После проведения томографической съемки получали изображения образцов в виде трехмерных массивов действительных чисел, которые соответствуют поглощающей способности вещества вокселей размером  $8 \times 8 \times 8$  мкм в каждой конкретной точке почвенного образца. В процессе реконструкции из исходных данных получаются горизонтальные срезы в виде стека данных (файлы формата TIFF), на основе которых можно построить срезы любой пространственной ориентации или сегментировать поровое пространство.

Из анализа томографических данных хорошо видна разница между сухим и набухшим образцом даже в плоских (вертикальных и горизонтальных) срезах. Набухание деформирует почву и сокращает объем порового пространства на уровне мезо- и макропор, что заметно на срезах без применения математической обработки. На рис. 1 приведены 2D-томографические изображения одного из образцов в сухом и насыщенном водой состояниях. Визуально наблюдается сокращение порового пространства в насыщенном образце (черный цвет) за счет увеличения объема почвы

(серый цвет) и изменения цвета на более темный, что указывает на более низкое поглощение рентгеновского излучения при идентичных настройках съемки. Видны изменения в структуре порового пространства на качественном уровне: некоторые плоские трещины закрылись, а поры округлой формы сузились.

Но обработка только плоских срезов не даст полной картины изменений в поровом пространстве при набухании, что можно получить при обработке объемных данных с количественным описанием геометрических и топологических свойств.

**Функционалы Минковского и числа Бетти.** Пусть  $X$  – объект (пора, поровое пространство), ограниченный поверхностью  $\delta X$  в трехмерном пространстве  $E = R^3$ . Для описания геометрических и топологических свойств такого тела, интегральная геометрия позволяет определить 4 топологических инварианта – функционалов Минковского [21, 30], не меняющихся при непрерывном преобразовании тела (гомеоморфизме) (рис. 2).

В данной работе мы будем рассматривать трехмерные томографические изображения образцов почв. В качестве объекта исследования выбрано пористое пространство, поскольку его структура во многом определяет свойства почв [2, 4, 20]. В этом случае функционалы Минковского с точностью до множителя соответствуют объему пор ( $M_0$ ), площади поверхности пор ( $M_1$ ) и интегральной средней кривизне границы раздела фаз пора–твердофазный скелет ( $M_2$ ), а также характеристике Эйлера-Пуанкаре пористого пространства ( $M_3$ ) [10]:

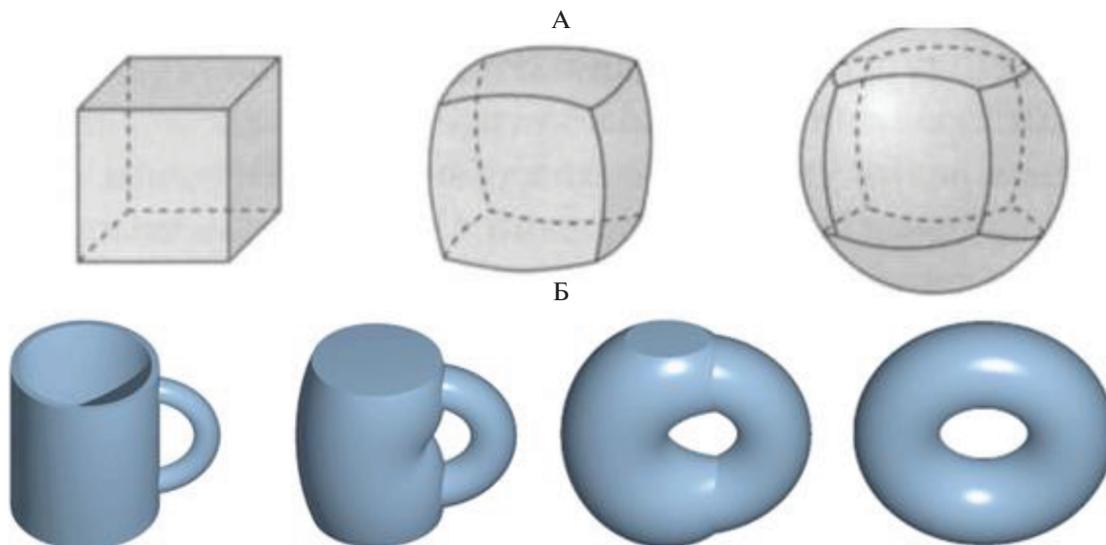


Рис. 2. Гомеоморфные тела: А – без разрыва (шар); Б – с одним разрывом (тор).

$$M_0(X) = V(X), \quad M_1(X) = \int_{\delta X} dS = S(X),$$

$$M_2(X) = \int_{\delta X} \left( \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) dS = C(X),$$

$$M_3(X) = \int_{\delta X} \frac{1}{r_1 r_2} dS = 2\pi\chi(\delta X) = 4\pi\chi(X),$$

где  $r_1$  и  $r_2$  – главные радиусы кривизны поверхности  $dS$ , а  $\chi(\delta X)$  и  $\chi(X)$  – характеристики Эйлера-Пуанкаре для поверхности  $\delta X$  и выпуклого тела  $X$  соответственно. Для того, чтобы избежать привязки значений функционалов к конкретному образцу, в дальнейшем будем использовать их удельные по объему вычислительной области значения. Это означает, что если разрешение томографического изображения составляет  $1000 \times 1000 \times 1000$  вокселей, то значения функционалов делится на  $10^9$ .

Характеристика Эйлера-Пуанкаре для выпуклого тела  $X$  представляет собой интегральную оценку топологической сложности тела и может быть определена как знакопеременная сумма чисел Бетти:

$$\chi(X) = b_0(X) - b_1(X) + b_2(X),$$

где числа Бетти могут быть интерпретированы следующим образом:  $b_0$  – число отдельных пор (полые пространства, не имеющие выходов за границы образца). Топологически гомеоморфные шару (рис. 2, А) и всегда являющиеся закрытыми порами),  $b_1$  (туннели) – число, характеризующее количество связей в поровом пространстве. Например, сквозные поры, имеющие больше одного выхода за пределы образца (чем больше вы-

ходов, тем больше число  $b_1$ ). Либо закрытая пора с формой, топологически гомеоморфной тору (рис. 2, В) или сложнее (двойной тор увеличивает число  $b_1$  на 2, тройной тор на 3 и т.д.). Чем большее значение принимает число  $b_1$ , тем более разветвленное поровое пространство.  $b_2$  – число кластеров связности твердой фазы, окруженных пустотами ( $b_2$  должно быть равно единице, поскольку твердые кластеры, за исключением самого образца, не могут быть полностью окружены пустотами).

Стоит отметить, что если в исследуемом образце выделяется только две фазы (поры и твердый скелет), то вычислив функционалы Минковского и числа Бетти для одной из них, соответствующие значения указанных величин для второй фазы могут быть определены аналитическим путем.

**Алгоритмы.** Трехмерное изображение порового пространства может быть представлено в виде кубического клеточного комплекса – трехмерной карты, состоящей из вокселей (трехмерных пикселей). Геометрические и топологические свойства кубических комплексов изучает цифровая топология. Существует несколько алгоритмов, позволяющих вычислять значения функционалов Минковского [26, 30, 39]. В работе [39] предлагается алгоритм, основанный на подсчете числа различных локальных конфигураций  $2 \times 2 \times 2$  вокселя, а в работе [30] рассмотрен алгоритм, основанный на подсчете числа вершин, ребер, граней и вокселей в кубическом комплексе:

$$\begin{aligned} V(X) &= n_c, \quad S(X) = -6n_c + 2n_f, \\ 2C(X) &= 3n_c - 2n_f + n_e, \\ \chi(X) &= -n_c + n_f - n_e + n_v, \end{aligned}$$

где  $n_c$  – число вокселей,  $n_f$  – число граней,  $n_e$  – число ребер и  $n_v$  – число вершин в кубическом клеточном комплексе, соответствующем поровому пространству образца. В настоящем исследовании использовали программное обеспечение [27] для вычисления функционалов Минковского. Нулевое и второе числа Бетти (числа связанных кластеров порового пространства и твердой матрицы) вычисляли с использованием базовых функций MATLAB и ImageJ [38].

Аддитивность функционалов Минковского позволяет реализовать комбинаторные алгоритмы их вычисления, которые не требуют значительных вычислительных ресурсов и допускают использование параллельных вычислений в случае, если исходное изображение имеет высокое разрешение.

Используемая в настоящей работе операция морфологического открытия относится к классу методов, называемых математической морфологией. Классическая математическая морфология предложена в работе [40], где введены основные морфологические операции: эрозия (сужение) рис. S3(A) и дилатация (расширение) рис. S3(B), а также производные от них операции: открытие и закрытие. После бинаризации получившееся трехмерное изображение почвы состоит из пустотных вокселей и вокселей твердой фазы. Морфологическая операция дилатация, применяемая к пустотному пространству, переводит твердофазные воксели на границе пора/твердая фаза в пустотные, тем самым “расширяя” поры в данном случае. Операция эрозии, наоборот, переводит пустотные воксели на границе пустотного пространства в воксели твердой фазы, “сужая” поры. Толщина слоя вокселей, меняющихся после этих операций определяется структурным элементом, “скользящим” по границе раздела фаз. Операция открытия – это комбинация выполненных последовательно операций эрозии и дилатации с одинаковым структурным элементом. Математическая морфология неоднократно применялась для анализа томографических изображений почв [36, 37, 45]. Подробный обзор методов морфологического анализа и их применимости для исследования двумерных и трехмерных изображений естественных структур приведен в [31].

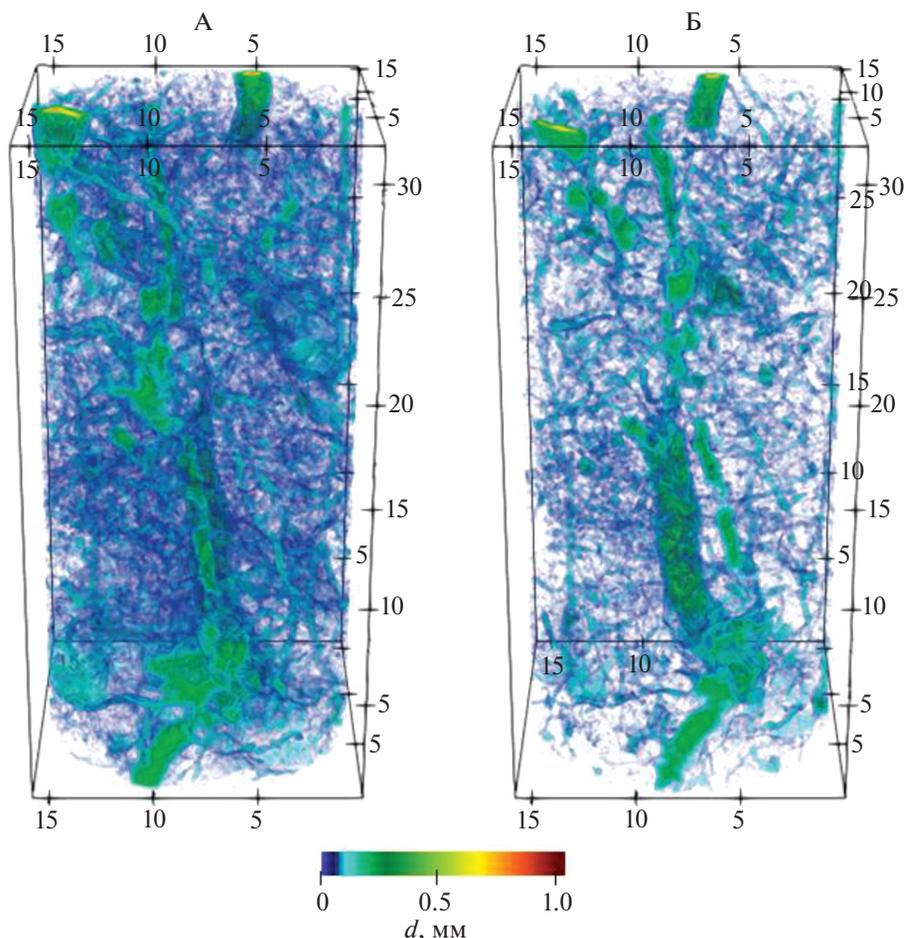
Рис. S4 демонстрирует результат применения морфологической операции “открытие” с увеличивающимся структурным элементом в форме диска к изображению порового пространства образца почвы [27]. Благодаря этим операциям можно рассчитать функционалы для пор различного диаметра. Построение подобных распределений функционалов для порового пространства образцов в сухом и влажном состояниях позволит количественным образом описать изменения, происходящие в структуре порового пространства в процессе насыщения почвы влагой.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Детальный анализ монолитных образцов.** Рассмотрим распределения функционалов Минковского и чисел Бетти по размерам пор на примере образца из горизонта Аподпах, отобранного на глубине 30–40 см, изображение порового пространства которого приведено на рис. 3, второй образец можно увидеть на рис. S5. Анализ зависимостей, приведенных на графиках (рис. S6–S12) показывает, что в процессе насыщения водой общая пористость образца уменьшилась во всем видимом диапазоне размеров пор, как сократилась и удельная площадь поверхности пор. Интегральная средняя кривизна порового пространства уменьшается только в диапазоне  $<0.4$  мм, что объясняется закрытием мелких пор (обладающих большой удельной кривизной поверхности). Крупные поры и трещины лишь незначительно уменьшаются в размере и не меняют свою форму, поэтому их кривизна изменяется незначительно.

Изменения в структуре порового пространства в разных состояниях почвы иллюстрируют распределения характеристики Эйлера-Пуанкаре ( $\chi$ ) и чисел Бетти. Значение  $\chi$  показывает разность  $b_0$  и  $b_1$ , топологическую сложность структуры: чем больше ее значение по модулю, тем более один вид пор преобладает над другим. Чем более отрицательна характеристика Эйлера-Пуанкаре  $\chi$ , тем больше разветвленных, связанных и сообщающихся между собой пор относительно отдельных, топологически простых (шаров) по структуре пор. Отрицательные значения  $\chi$  наблюдались при насыщении водой образца агроминерального торфозема (рис. S13). При больших положительных значениях  $\chi$  ситуация обратная: топологически простые, отдельные и закрытые поры преобладают, как для образца гипнового торфозема (рис. S15). Однако стоит отдельно рассматривать нулевое и первое числа Бетти, так как при взаимном, количественно одинаковом изменении чисел  $b_0$  и  $b_1$  характеристика Эйлера-Пуанкаре не изменится, а при одинаковых значениях чисел Бетти она будет равна 0.

Для образца 1 агросерой почвы во всем диапазоне размеров пор характеристика Эйлера-Пуанкаре (рис. S17) порового пространства уменьшается в процессе набухания, то есть поровое пространство смещается в сторону топологически более связанного. Это подтверждается анализом чисел Бетти, которые допускают наглядную интерпретацию: нулевое число Бетти соответствует числу кластеров связности порового пространства, а первое число Бетти – числу туннелей в твердой фазе. Отдельные поровые пространства ( $b_0$ ) – полые пространства, не имеющие выходов за границы образца. Топологически гомеоморфные шару и всегда являющиеся закрытыми порами. Туннели ( $b_1$ ) – открытые поры, имеющие больше одного выхода за пределы образца (сквозная), либо закрытые поры с



**Рис. 3.** Визуализация порового пространства образца 1 агросерой почвы, отобранного на глубине 30–40 см из горизонта Аподпах: А – в сухом, Б – в насыщенном жидкостью состояниях. Цветами обозначено Евклидово расстояние до твердой фазы. Поры, окрашенные в сине-зеленые цвета, не превышают 0.2 мм в диаметре.

формой, топологически гомеоморфной тору. Анализ распределений показывает, что сухой образец содержит большее число и отдельных пор, и туннелей по сравнению с влажным, причем отличие в основном заключается в диапазоне  $<0.4$  мм. При этом закрытых и топологически простых пор закрывается больше, чем туннелей:  $b_0^{\text{dry}} - b_0^{\text{wet}} > b_1^{\text{dry}} - b_1^{\text{wet}}$ .

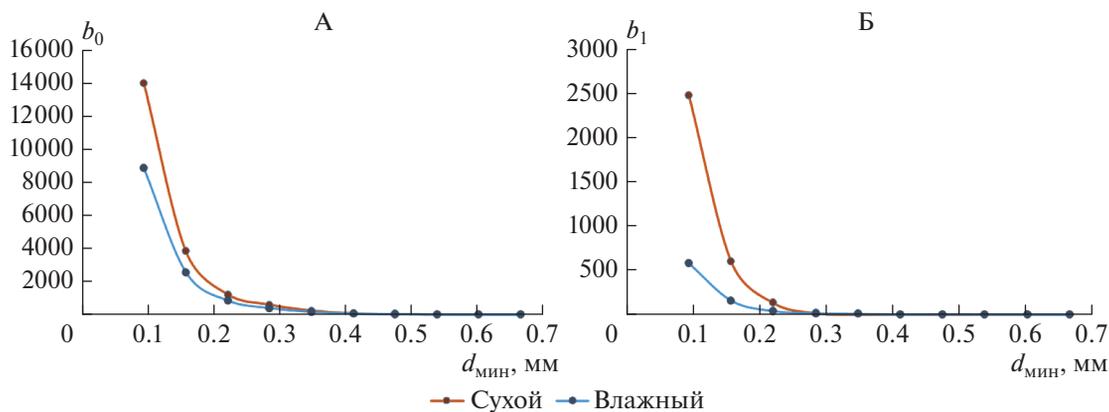
Расхождение значений нулевого числа Бетти (рис. 4, А) при насыщении образца водой охватывает больший диапазон пор, чем расхождение значений первого числа Бетти (рис. 4, В). Это говорит о большем влиянии сил, возникающих при набухании на туннельные, разветвленные поры с диаметром большим, чем 0.3 мм. Количество отдельных, закрытых пор такого диаметра не изменяется при насыщении образцов агросерой лесной почвы.

Второе число Бетти предсказуемо равно единице (оно соответствует числу кластеров связанности твердой фазы, полностью окруженных пустотным пространством) и на графиках не представлено. Можно заметить, что часть пор и каналов

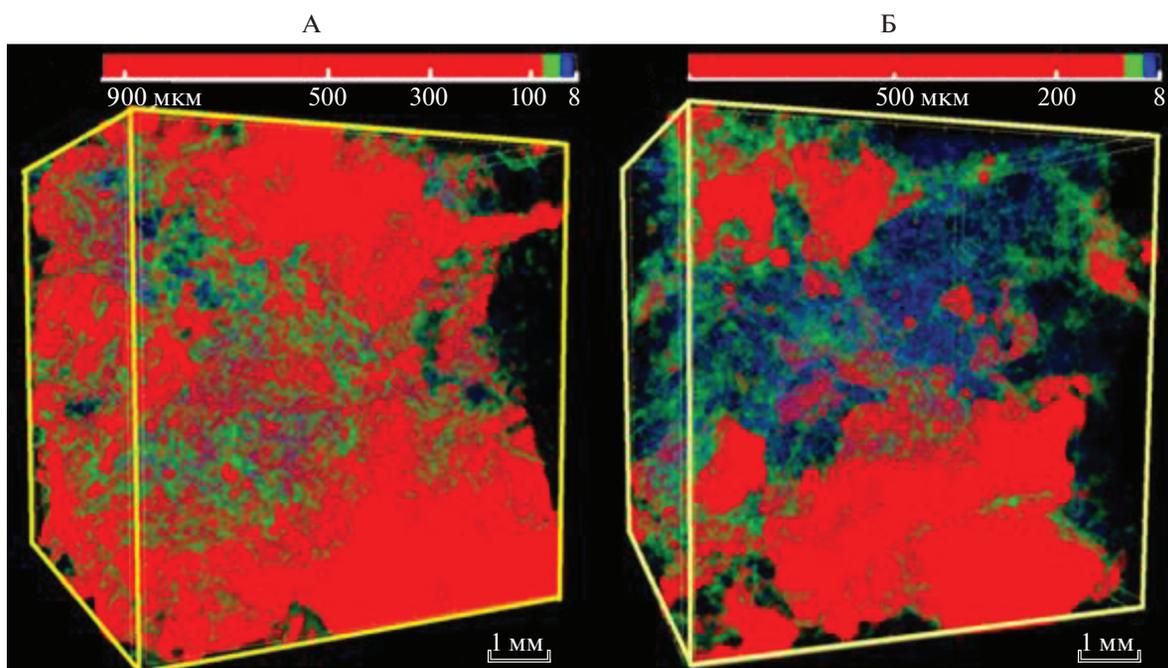
малого размера, присутствующих на изображении сухого образца (слева), отсутствует на изображении влажного образца (справа). Крупные поры и каналы уменьшились в размере и сохранились на изображении образца во влажном состоянии.

При насыщении образца агроминерального торфозема (визуализация образца на рис. 5) число  $b_0$  не изменилось, следовательно, количество отдельных (не связанных), закрытых пор не изменилось. Увеличилось число  $b_1$ , что может говорить об образовании водонаполненных пустот в твердой органической фазе. По изменениям характеристики Эйлера Пуанкаре можно говорить, что в сухом образце отдельные закрытые поры преобладали над туннелями в диапазоне диаметров  $<0.2$  мм, но при насыщении их количество практически сравнялось за счет увеличения числа туннелей и связей порового пространства.

В образце гипсового торфозема (визуализация образца на рис. S2) оба числа Бетти пропорционально уменьшились, характеристика Эйлера-Пуанкаре в сухом и насыщенном образцах имеет схо-



**Рис. 4.** Зависимости чисел Бетти: А – нулевое число ( $b_0$ ); Б – первое число ( $b_1$ ) от размера пор для образца 30–40 см горизонта А подпахотного агросерой почвы в сухом состоянии (коричневый цвет) и в насыщенном влагой состоянии (синий цвет). Величины  $b_0$  и  $b_1$  представлены зависимостью от минимального диаметра пор.



**Рис. 5.** Визуализация порового пространства образца агроминерального торфозема: А – в сухом, Б – в насыщенном водой состояниях. Распределение пор по размерам от 8 до 940 мкм (крупнейшая пора). Цветом обозначены размеры пор; красным цветом визуализированы поры крупнее 70 мкм.

жие значения на всем диапазоне диаметров пор. Для структуры гипновых торфов низинных болот, состоящих из длинностебельных остатков, сил набухания оказалось достаточно, чтобы сомкнуть и отдельные поры, и туннели, в отличие от подпахотного горизонта агросерой почвы, где при насыщении в большей степени закрывались туннели.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведены основы методологии численного описания структуры порового пространства почвы, основанной на методах интегральной гео-

метрии, топологии и математической морфологии. Численно продемонстрированы изменения в структуре порового пространства почвы при ее насыщении жидкостью. В качестве объекта исследования использованы образцы агросерой почвы Владимирского ополья с ненарушенной структурой и торфоземы разного состава. Для каждого образца было получено томографическое изображение в сухом состоянии и при его насыщении водой. Образец агроминерального торфозема имел подвижную структуру, при которой в водонасыщенном образце объем, количество

и связанность пор диаметром менее 0.2 мм увеличилась за счет уменьшения тех же показателей для более крупных пор, диаметром более 0.2 мм. Наблюдая за значениями  $b_0$  и  $b_1$  (рис. S14), можно сделать вывод, что подобные структурные преобразования в образце агроминерального торфозема происходят за счет сложных, связанных между собой туннельных пор, которые характеризует число  $b_1$ , когда как  $b_0$  имеет практически одинаковые значения во всем диапазоне диаметров во влажном и сухом состояниях. При водонасыщении в образцах гипновых мхов исчезали крупные отдельные поры и разветвленные туннели, о чем можно судить по изменению чисел Бетти (рис. S16), что указывает на значительные трансформации поровой структуры за счет уменьшения связанности порового пространства и общего объема пор. Характеристика Эйлера-Пуанкаре в сухом и насыщенном образцах имела схожие значения на всем диапазоне диаметров пор.

Для количественной демонстрации происходящих в структуре порового пространства трансформаций была рассмотрена эволюция функционалов Минковского и чисел Бетти в процессе увеличения размера структурного элемента, которым выполнялась операция морфологического открытия. Результаты демонстрируют, что подобная методология может использоваться для количественного описания как структуры порового пространства образцов почв, так и происходящих в ней преобразований, вызванных каким-либо внешним воздействием или процессом.

#### БЛАГОДАРНОСТЬ

Томографические исследования выполнены с привлечением Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект 19-29-05112\_мк “Цифровая физика и гидрология почв: основы пространственно-динамического анализа, прогнозирования рисков критических ситуаций и оптимального управления”.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

#### ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1, S2. Визуализация порового пространства образцов агроминерального торфозема (S1) и гипнового торфозема (S2): А – в сухом, В – в насыщенном водой состояниях. Распределение пор по размерам от 8 до 940 мкм (крупнейшая пора). Цветом обозначены размеры пор; красным цветом визуализированы поры крупнее 70 мкм.

Рис. S3. Результат применения операций: А – эрозии, В – дилатации с различным размером структурного элемента к изображению порового пространства образца почвы. Пустоты показаны белым цветом, твердая фаза – черным.

Рис. S4. Пример применения операции морфологического открытия с различным размером структурного элемента к изображению порового пространства образца почвы. Пустоты показаны белым цветом, твердая фаза – черным. Результатом применения подобной операции является серия изображений, на которых остаются только поры, размер которых превышает размер структурного элемента.

Рис. S5. Визуализация порового пространства образца 2 агросерой почвы, отобранного на глубине 30–40 см из горизонта А подпахотного: А – в сухом; В – в насыщенном жидкостью состояниях. Цветами обозначено Евклидово расстояние до твердой фазы. Пыль, окрашенные в сине-зеленые цвета, не превышают 0.2 мм в диаметре.

Рис. S6–S9. Кумулятивные (S6, S8) и дифференциальные (S7, S9) графики зависимости удельных значений объема пор  $V$  от размера пор для образцов агросерой почвы № 1 (S6, S7) и № 2 (S8, S9), отобранных на глубине 30–40 см из горизонта А подпахотного во влажном (синий цвет) и сухом (коричневый цвет) состояниях.

Рис. S10A, S10B. Дифференциальные графики зависимости интегральной средней кривизны поверхности  $S$  от размера пор для образцов агросерой почвы 1 и 2, отобранных на глубине 30–40 см из горизонта А подпахотного во влажном (синий цвет) и сухом (коричневый цвет) состояниях.

Рис. S11, S12. Кумулятивные графики зависимости площади поверхности  $S$  от размера пор для образцов агросерой почвы 1 и 2, отобранных на глубине 30–40 см из горизонта А подпахотного во влажном (синий цвет) и сухом (коричневый цвет) состояниях.

Рис. S13, S15, S17. Зависимости характеристики Эйлера-Пуанкаре ( $\chi$ ) от минимального диаметра пор для образцов агроминерального торфозема (S13), гипнового торфозема (S15) и в сухом (коричневый цвет) и образца № 1 агросерой (S17) в насыщенном влагой (синий цвет) состояниях.

Рис. S14. Зависимости чисел Бетти: нулевое число ( $b_0$ ); первое число ( $b_1$ ) от минимального диаметра пор агроминерального (S14) и гипнового (S16) торфоземов в сухом состоянии (коричневый цвет) и в насыщенном влагой состоянии (синий цвет).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов А.Л., Шеин Е.В., Скворцова Е.Б. Томография порового пространства почв: от морфологической характеристики к структурно-функциональным оценкам // Почвоведение. 2019. № 1. С. 61–69.
2. Милановский Е.Ю., Шеин Е.В., Степанов А.А. Лиофильно-лиофобные свойства органического вещества и структура почвы // Почвоведение. 1993. № 6. С. 122–126.

3. Скворцова Е.Б., Калинина Н.В. Микроморфометрические типы строения порового пространства целинных и пахотных суглинистых почв // Почвоведение. 2004. № 9. С. 1114–1125
4. Скворцова Е.Б., Рожков В.А., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Хохлов С.Ф., Хайдапова Д.Д., Юдина А.В. Микротомографический анализ порового пространства целинной дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1328–1336.
5. Сорочкин В.М. О выборе показателей для агрономической оценки структуры почв // Почвоведение. 1991. № 7. С. 50–58.
6. Сорочкин В.М. Равновесная плотность дерново-подзолистых почв и ее изменение при обработке // Почвоведение. 1982. № 2. С. 129.
7. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
8. Шейн Е.В., Карпачевский Л.О. Теории и методы физики почв. М.: Гриф и К., 2007.
9. Akai T., Lin Q., Alhosani A., Bijeljic B., Blunt M. Quantification of Uncertainty and Best Practice in Computing Interfacial Curvature from Complex Pore Space Images // Materials. 2019. V. 12. № 13. P. 2138. <https://doi.org/10.3390/ma12132138>
10. Arns C., Knackstedt M., Martyus N. Cross-property correlations and permeability estimation in sandstone // Physical Review E. 2005. V. 72. № 4. P. 046304. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.72.046304>
11. Arns C.H., Knackstedt M.A., Mecke K.R. Characterisation of irregular spatial structures by parallel sets and integral geometric measures // Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects. 2004. V. 241. № 1–3. P. 351–372. <https://doi.org/10.1016/j.colsurfa.2004.04.034>
12. Bazaikin Y., Gurevich B., Iglauer S., Khachkova T., Kolyukhin D., Lebedev M., Lisitsa V., Reshetova G. Effect of CT image size and resolution on the accuracy of rock property estimates: Effect of CT image scale // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2017. V. 122. P. 3635–3647. <https://doi.org/10.1002/2016JB013575>
13. Bazaikin Y., Gurevich B., Iglauer S., Khachkova T., Kolyukhin D., Lebedev M., Lisitsa V., Reshetova G. Effect of CT image size and resolution on the accuracy of rock property estimates: Effect of CT image scale // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2017. V. № 5. 122. P. 3635–3647. <https://doi.org/10.1002/2016JB013575>
14. Berg C.F. Permeability Description by Characteristic Length, Tortuosity, Constriction and Porosity // Transport in Porous Media. 2014. V. 103. № 3. P. 381–400. <https://doi.org/10.1007/s11242-014-0307-6>
15. Çeçen A., Wargo E.A., Hanna A.C., Turner D.M., Kalidindi S.R., Kumbur E.C. 3-D Microstructure Analysis of Fuel Cell Materials: Spatial Distributions of Tortuosity, Void Size and Diffusivity // J. Electrochem. Soc. 2012. V. 159. № 3. P. 299–307. <https://doi.org/10.1149/2.068203jes>
16. Fan J., McConkey B., Wang H., Janzen H. Root distribution by depth for temperate agricultural crops // Field Crops Research. 2016. V. 189. P. 68–74. <https://doi.org/10.1016/j.fcr.2016.02.013>
17. Faybishenko B.A. Hydraulic Behavior of Quasi-Saturated Soils in the Presence of Entrapped Air: Laboratory Experiments // Water Res. Res. 1995. V. 31. № 10. P. 2421–2435. <https://doi.org/10.1029/95WR01654>
18. Feng Y., Wang J., Liu T., Bai Z., Reading L. Using computed tomography images to characterize the effects of soil compaction resulting from large machinery on three-dimensional pore characteristics in an opencast coal mine dump // J. Soils Sediments. 2019. V. 19. № 3. P. 1467–1478. <https://doi.org/10.1007/s11368-018-2130-0>
19. Gerke K.M., Skvortsova E.B., Korost D.V. Tomographic method of studying soil pore space: Current perspectives and results for some Russian soils // Eurasian Soil Sc. 2012. V. 45. № 7. P. 700–709.
20. Gorbov S.N., Abrosimov K.N., Bezuglova O.S., Skvortsova E.B., Tagiverdiev S.S. Microtomography research of physical properties of urban soil // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 368. P. 012015.
21. Hadwiger Hugo. Vorlesungen uber Inhalt." Oberflache, und Isoperimetrie // Springer-Verla. Berlin. 1957.
22. Hallaire V., Curmi P. Image analysis of pore space morphology in soil sections, in relation to water movement // Developments in Soil Sci. 1993. V. 22. P. 559–567.
23. Shein E.V., Pozdnyakova A.D., Shvarov A.P., Il'in L.I., Sorokina N.V. Hydrophysical Properties of the High-Ash Lowmoor Peat Soils // Eurasian Soil Sci. 2018. V. 51. № 10. P. 1214–1219. <https://doi.org/10.1134/S1064229318100113>
24. Khachkova T.S., Bazaikin Y.V., Lisitsa V.V. Use of the computational topology to analyze the pore space changes during chemical dissolution // Numerical methods and programming. 2020. V. 21. P. 41–55. <https://doi.org/10.26089/NumMet.v21r104>
25. Khaidapova D.D., Klyueva V.V., Skvortsova E.B., Abrosimov K.N. Rheological properties and tomographically determined pore space of undisturbed samples of typical chernozems and soddy-podzolic soils // Eurasian Soil Sci. 2018. V. 51. № 10. P. 1191–1199.
26. Legland D., Kiêu K., Devaux M.-F. Computation of Minkowski measures on 2D and 3D binary images // Image Analysis Stereology. 2011. № 26. P. 83. <https://doi.org/10.5566/ias.v26.p83-92>
27. Legland D., Kiêu K., Devaux M.-F. Computation of Minkowski measures on 2D and 3D binary images // Image Anal. Stereol. 2011. № 26. P. 83.
28. McClure J.E., Armstrong R.T., Berrill M.A., Schlüter S., Berg S., Gray W.G., Mille C.T. A geometric state function for two-fluid flow in porous media // Phys. Rev. Fluids. 2018. V. 3. № 8. <https://doi.org/10.1103/PhysRevFluids.3.084306>
29. Mecke K.R., Wagner H. Euler characteristic and related measures for random geometric sets // J. Stat. Phys. 1991. V. 64. № 3. P. 843–850. <https://doi.org/10.1007/BF01048319>
30. Michielsen K., De Raedt H. Integral-geometry morphological image analysis // Physics Reports. 2001. V. 347. № 6. P. 461–538. [https://doi.org/10.1016/S0370-1573\(00\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0370-1573(00)00106-X)
31. Ohser J., Schloditz K. 3D Images of Materials Structures: Processing and Analysis. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA: Weinheim. Germany, 2009. ISBN 978-3-527-62830-8
32. Romanis T., Sedov S., Lev S., Lebedeva M., Kondratev K., Yudina A., Abrosimov K., Golyeva A., Volkov D. Landscape change and occupation history in the central Russian upland from upper palaeolithic to medieval:

- Paleopedological record from Zaraysk kremlin // *Catena*. 2021. V. 196. P. 104873.
33. *Said K.A.M., Jambek A.B., Sulaiman N.* A study of image processing using morphological opening and closing processes // *Int. J. Control Theory Appl.* 2016. V. 9. № 31. P. 15–21.
  34. *San José Martínez F., Martín L., García-Gutiérrez C.* Minkowski Functionals of Connected Soil Porosity as Indicators of Soil Tillage and Depth // *Frontiers Environ. Sci.* 2018. № 6. P. 55. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2018.00055>
  35. *San José Martínez F., Muñoz Ortega F.J., Caniego Monreal F.J., Kravchenko A.N., Wang W.* Soil aggregate geometry: Measurements and morphology // *Geoderma*. 2015. V. 237–238. P. 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.08.003>
  36. *San José Martínez F., Muñoz-Ortega F., Caniego J., Pergrina F.* Morphological Functions to Quantify Three-Dimensional Tomograms of Macropore Structure in a Vineyard Soil with Two Different Management Regimes // *Vadose Zone J.* 2013. V. 12. № 3. <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0208>
  37. *San José Martínez F., Muñoz-Ortega F., Caniego J., Pergrina F.* Morphological Functions with Parallel Sets for the Pore Space of X-ray CT Images of Soil Columns // *Pure Appl. Geophys.* 2014. V. 173. № 3. P. 995–1009. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0928-2>
  38. *Schindelin J., Rueden C.T., Hiner M.C., Eliceiri K.W.* The Image J ecosystem: An open platform for biomedical image analysis // *Mol. Reprod. Dev.* 2015. V. 82. № 7–8. P. 518–529.
  39. *Schlادitz K., Ohser J., Nagel W.* Measuring Intrinsic Volumes in Digital 3d Images // *Discrete Geometry for Computer Imagery*. Springer Berlin Heidelberg. 2006. V. 4245. P. 247–258. ISBN 978-3-540-47651-1
  40. *Serra J.* *Image Analysis and Mathematical Morphology* // Academic Press. Inc.: Orlando. FL. USA, 1982. ISBN 978-0-12-637240-3
  41. *Shein E.V., Kiryushin V.I., Korchagin A.A., Mazirov M.A., Dembovetskii A.V., Il'in L.I.* Assessment of agronomic homogeneity and compatibility of soils in the Vladimir Opolie region // *Eurasian Soil Sci.* 2017. V. 50. P. 1166–1172. <https://doi.org/10.1134/S1064229317100118>
  42. *Shein E.V., Troshina O.A.* Physical properties of soils and the simulation of the hydrothermal regime for the complex soil cover of the Vladimir Opol'e region // *Eurasian Soil Sci.* 2012. V. 45. P. 968–976. <https://doi.org/10.1134/S1064229312100092>
  43. *Skvortsova E., Kalinina N.* Micromorphometric types of the pore space in virgin and plowed loamy soils // *Eur. Soil Sci.* 2004. V. 37. P. 980–991.
  44. *Skvortsova E.B., Rozhkov V.A., Abrosimov K.N., Romanenko K.A., Khokhlov S.F., Khaidapova D.D., Klueva V.V., Yudina A.V.* Microtomographic analysis of pore space in a virgin soddy-podzolic soil // *Eurasian Soil Sci.* 2016. V. 49. № 11. P. 1250–1258.
  45. *Vogel H.-J., Weller U., Schlüter S.* Quantification of soil structure based on Minkowski functions // *Computers & Geosciences*. 2010. V. 36. P. 1236–1245. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.03.007>
  46. *Wang W., Kravchenko A.N., Smucker A.J.M., Liang W., Rivers M.L.* Intra-aggregate Pore Characteristics: X-ray Computed Microtomography Analysis // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2012. V. 76. P. 1159–1171. <https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0281>

## Analysis of Tomographic Soil Pore Space Structure by the Integral Geometry Methods

T. G. Kalnin<sup>1,\*</sup>, D. A. Ivonin<sup>1</sup>, K. N. Abrosimov<sup>2</sup>, E. A. Grachev<sup>1</sup>, and N. V. Sorokina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>2</sup>*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

\*e-mail: kremor1994@gmail.com

In the present paper, the methodology of numerical analysis of three-dimensional tomographic images of the pore space of soil objects has been used. It is based on the application of methods of integral geometry, topology and morphological analysis. The methodology comprises calculating cumulative and differential distributions of Minkowski functionals and Betti numbers over pore sizes. Tomographic images of 4 undisturbed samples were studied in dry and wet conditions to quantify changes in the pore space structure: clay loamy agro-gray soil (Phaeozem (Albic)), agro-mineral torfozem (Rheic Sapric Histosol (Mineralic)) and hyphno-peat torfozem (brown moss Rheic Sapric Histosols). For samples which are from the sub-arable horizon of agro-gray soil, a decrease in both Betti numbers was observed during wetting, where the zero number ( $b_0$ ) indicates the number of topologically simple closed pores and the first number ( $b_1$ ) indicates a decrease in pore connectivity, which decreased in a smaller range of pore sizes compared to  $b_0$ . For a moistened sample of the agromineral peat the Euler-Poincaré characteristic has negative values in the pore range of 0.1–0.16 mm, which indicates the predominance of a complex branched structure of the pore space and high pore connectivity. After saturation of the Hyphnum moss, a large number of tunnel pores becomes narrow (“collapse”) and the connectivity decreases due to the properties of long-stemmed plant residues. The number of pores and connections between them in peat soils is an order of magnitude higher as compared to the A subsurface horizon of the agro-gray soil. These quantitative changes in the proposed parameters of the pore space tomographic images confirm the possibility of applying them for estimating the transformation of the pore space in soils.

*Keywords:* soil porosity, Minkowski functionals, Betti numbers, the Euler-Poincaré characteristic, computed tomography, Phaeozem (Albic), Rheic Sapric Histosols

ТОМОГРАФИЯ  
ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОЧВ

УДК 631.43

**ФИЗИКО-ТОМОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРУКТУРА  
БАКТЕРИАЛЬНОГО СООБЩЕСТВА АГРОФИЗИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ  
ПРОРАСТАЮЩИЕ КОРНИ–ПОРОВОЕ ПРОСТРАНСТВО ПОЧВ  
(МОДЕЛЬНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ  
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)**

© 2021 г. А. В. Суздалева<sup>а, \*</sup>, Н. В. Верховцева<sup>а</sup>, К. Н. Абросимов<sup>б</sup>, А. А. Романычева<sup>с</sup>

<sup>а</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

<sup>с</sup>Ярославский государственный медицинский университет, ул. Революционная, 5, Ярославль, 150000 Россия

\*e-mail: avsuzdaleva@gmail.com

Поступила в редакцию 08.02.2021 г.

После доработки 10.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Компьютерная томография позволяет количественно охарактеризовать объемы элементов твердой фазы почв, порового пространства и корневой системы. В рамках физического модельного эксперимента с выращиванием проростков ячменя в течение 7 сут и томографической съемкой через равные промежутки времени фиксировалась динамика изменений структуры объемов почвенных пор и корней. Основная цель заключалась в количественной оценке изменений показателей пористости, диаметра и объема пор, при развитии корневой системы. Эксперимент проведен в образцах дерново-подзолистой (Albic Glossic Retisols (Loamic, Cutanic)) почвы и чернозема (Calcic Chernozem). В пластиковых бюксах объемом 3 см<sup>3</sup> создавались модели семенного ложа с двумя слоями: подсеменным, уплотненным до 1.2 г/см<sup>3</sup>, и надсеменным с плотностью 0.7–0.8 г/см<sup>3</sup>. Семена ячменя (*Hordeum vulgare* L.) сорта Михайловский размещались на границе слоев. По мере прорастания проводилась томографическая съемка и исследование бактериального сообщества методом газовой хроматографии – масс-спектрометрии. В этот период зафиксировано сокращение томографической пористости в подсеменном слое и изменение численности микроорганизмов, преимущественно выполняющих деструкцию сложных углеводных соединений. Томографические и микробиологические исследования показали взаимосвязанность происходящих процессов изменения объемов пор почвы, корней и состава микробиоты при прорастании семени.

*Ключевые слова:* Albic Glossic Retisols (Loamic, Cutanic), Calcic Chernozem, структура порового пространства почв, рентгеновская компьютерная томография почв, неинвазивная визуализация, структура микробиологического прикорневого сообщества

DOI: 10.31857/S0032180X21090112

## ВВЕДЕНИЕ

Структура порового пространства вокруг корней имеет большое значение для роста и развития растения, обеспечения питательными веществами, формирования гидрофизических свойств почвы, газопроницаемости и среды обитания микроорганизмов [6, 20]. Требования растений к почвенным условиям могут выражаться через такие физические параметры, как плотность, объемное распределение пор по их диаметрам и соотношение воды и воздуха внутри пор. Известно, что растения хорошо развиваются в почве с плотностью в диапазоне от 1.15 до 1.45 г/см<sup>3</sup> и пористостью в диапазоне от 45 до 50% [1]. Однако отмечено, что кор-

невые волоски увеличивают агрегацию почвы [11] и тесно связаны с формированием ризосферы [7]. Структура порового пространства также может определять биоразнообразие микробного сообщества. В частности, такой параметр, как связность пор был предложен в качестве объяснения биоразнообразия микроорганизмов в почве [6]. Отмечалось, что агрегаты с большей площадью поверхности и большей пористостью наиболее благоприятны для развития микробиоты [18].

Цель работы – исследовать процесс формирования корневой системы ячменя, визуализированный с помощью метода рентгеновской компьютерной микротомографии, и соответствующие количественные изменения физических

параметров структуры почв и бактериального це-  
ноза прикорневого пространства в ходе прораста-  
ния семени.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для проведения эксперимента создавалась ис-  
кусственная модель семенного ложа из агрегатов  
двух типов почв:

– чернозема южного (Calcic Chernozem – WRB) [9]. Место отбора проб – Соль-Илецкий район, Оренбургская область 51°58'12" N, 55°19'15" E. Почва отнесена к тяжелосуглинистой по содержанию физической глины (<0.01 мм) – от 51.8 до 59.1%;

– дерново-подзолистой почвы (Albic Glossic Retisols, Loamic, Cutanic – WRB) [9]. Место отбора проб – Московская область, с. Ельдигино 56°07'23" N 37°48'16" E. Почва отнесена к тяжело-суглинистой по содержанию физической глины (<0.01 мм) – от 51.8 до 59.1%.

В пластиковые бьюксы, объемом 3 см<sup>3</sup>, прозрачные для рентгеновских лучей микротомографа и обладающие минимальной степенью поглощения, сопоставимой с водой, помещались почвенные агрегаты (5–3 мм) таким образом, чтобы создать 2 слоя, различающихся по плотности почв. Нижний слой утрамбовывался поршнем до плотности 1.2 г/см<sup>3</sup>, верхний – состоял из агрегатов и не уплотнялся дополнительно (равновесная плотность – 0.7 г/см<sup>3</sup>). На границе слоев располагалось семя ячменя (*Hordeum vulgare* L.) сорта Михайловский.

Предварительно для исследуемых семян устанавливались значения всхожести (она составляла 92%) и энергии прорастания составляли (61%) в соответствии с требованиями методики ГОСТ [3, 4]. Внутри бьюкса на протяжении всего эксперимента поддерживалась оптимальная влажность, близкая к наименьшей влагоемкости (НВ). Растения первоначально поливали сверху, избыток гравитационной воды свободно стекал через воронкообразное отверстие, после чего добавляли по 0.5 мл каждые 48 ч для поддержания воды на уровне, близком к НВ. Контроль влажности проводился с помощью взвешивания образцов. Температура в помещении составляла 26°C, прорастание семян происходило в условиях темноты.

На протяжении периода прорастания с первых по седьмые сутки через равные промежутки времени проводилась томографическая съемка с помощью рентгеновского микротомографа Bruker Sky Scan 1172G (Бельгия). Настройки съемки и реконструкции для образца данного типа и диаметра неоднократно опробованы в ряде аналогичных исследований [8, 12, 15, 19], но в данном случае они скорректированы в сторону ускорения процесса съемки из-за быстрого роста корней. Время съемки для одного сегмента занимало

10 мин. В процессе реконструкции и воссоздания объемной структуры с четко различимыми рентген-контрастными фазами удалось разделить почву, поровое пространство и биологические объекты (зерно с проростком и корнями). Реконструкция – отдельный этап томографического исследования, при котором теневые проекции пересчитываются в набор горизонтальных томографических срезов по заранее выставленным настройкам. В процессе модельного эксперимента получено около 2000 томографических срезов для каждого образца, с разрешением 16.1 мкм и размером 1000 × 1000 пикселей. В микротомографах SkyScan вертикальное разрешение равно горизонтальному, что позволяет сгенерировать вертикальные томографические срезы без математического пересчета. Цифровые шумы скорректированы программными фильтрами (Median, Smoothing). Автоматическая сегментация фаз в таких условиях оказалась частично работоспособной – методом Оцу [13] можно успешно сегментировать только почву. По этой причине в исследовании использована ручная сегментация, что с высокой степенью достоверности позволило разделить перечисленные выше рентген-контрастные фазы.

Помимо визуализации объемной структуры проросшего семени рассчитывали объем семени и корней на каждом этапе исследования при помощи программного обеспечения Bruker CT analyzer (CTan), а также общую пористость почвы.

Состав микробного сообщества реконструировали по микробным маркерам (жирным кислотам и их производным – жирным гидроксикислотам и альдегидам), которые определяли после кислого метанолиза почвенных образцов молекулярным методом газовой хроматографии – масс-спектрометрии (ГХ-МС). Анализ проводили на ГХ-МС системе “HP-5973 Agilent Technologies” (США). Подробно методика анализа описана в [14, 17]. Анализировали следующие образцы: контрольный – исходная почва, в которой не производилось выращивание ячменя; почва из образцов с прорастающим семенем ячменя на пятые и седьмые сутки. Измерения проводили в трехкратной повторности. Образцы, в которых проводился отбор проб для микробиологического исследования разбирались. Отделялось около 1.5 г почвы в зоне корней. В основном это были агрегаты, которые пронизаны корнями. Воздушно-сухой образец растирался в фарфоровой ступке пестиком с резиновым наконечником. Из этой почвы отбирались навески для микробиологического анализа.

Определение влажности в образцах проводилось на приборе анализатор влажности MX-50 (Япония), термogrавиметрическим методом.

Содержание органического углерода определялось на экспресс-анализаторе АН-7529 (Измеритель, Беларусь) методом сухого сжигания в по-

**Таблица 1.** Плотность (г/см<sup>3</sup>) и содержание С<sub>орг</sub> в пахотном горизонте дерново-подзолистой почвы и чернозема южного

Почва	Плотность, г/см <sup>3</sup>				С <sub>орг</sub> , %
	агрегированного надсеменного слоя	уплотненного подсеменного слоя	твердой фазы	агрегатов в надсеменном слое	
Чернозем южный, тяжелосуглинистый, Оренбургская обл. (Calcic Chernozem)	0.7	1.2	2.56	1.28–1.36	2.73–3.18
Дерново-подзолистая, тяжелосуглинистая почва, Московская обл. (Albic Glossic Retisols (Lomic, Cutanic))	0.8	1.2	2.57	1.23–1.51	1.23

токе кислорода. Определение плотности твердой фазы – пикнометрическим методом, определение плотности агрегатов методом парафинирования [5]. Гранулометрический состав почвы – методом лазерной дифракции Analysette 22 (Fritsch, Германия).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 1 представлены некоторые свойства исследуемых почв. По содержанию органического вещества обе почвы относятся к малогумусным.

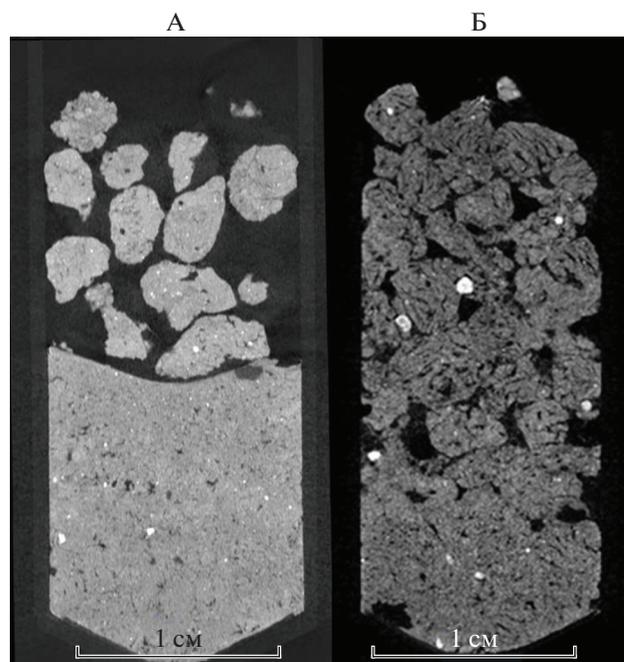
На рис. 1 показано томографическое изображение контрольного образца модели семенного ложа без семени в вертикальном срезе. Отчетливо различимы рыхлый надсеменной и уплотненный подсеменной слои. Были рассчитаны значения томографической пористости, которые составили для черноземной почвы для контрольного образца – 34.9%, в образце на пятые сутки – 19.7%, на седьмые сутки – 24.1%, для дерново-подзолистой почвы для контрольного образца – 37.8%, в образце на пятые сутки – 37.8%, на седьмые сутки – 38.2%.

На рис. 2 изображена визуализация объемной структуры проросшего семени в черноземе южном. В самом низу образца корни упираются в часть лизиметрической установки для сбора воды, которая имеет форму воронки. На третьи сутки корневая система только начинает формироваться (объем составляет 14%), к седьмым суткам он увеличивается в 3 раза (45%). При этом доля семени уменьшается почти в 2 раза (с 81 до 42%). В дерново-подзолистой почве энергия прорастания больше – на третьи сутки объем корней занимает уже 22%, увеличиваясь к седьмым суткам практически в 3 раза (до 61%). При этом доля семени уменьшилась при прорастании в дерново-подзолистой почве немного более чем на половину (с 50 до 31%).

Таким образом, несмотря на близкие значения плотности двух исследованных почв и плотности

их твердой фазы, дерново-подзолистая тяжелосуглинистая почва оказалась более благоприятной для начальных этапов прорастания семени ячменя, при этом корневая система в обеих почвах к седьмым суткам увеличивает свой объем в 3 раза. Однако потери доли семени в дерново-подзолистой почве меньше, чем в черноземе.

Основной тренд развития, прослеживающийся на всем этапе роста растения, – корни успешно осваивают почвенное пространство, почвенное сложение не оказывает определяющего влияния. Биологические программы роста и необходимость освоения пространства, заложенные в се-



**Рис. 1.** Томографическое изображение модели семенного ложа в вертикальном срезе: А – чернозем южный, тяжелосуглинистый, Б – дерново-подзолистая тяжелосуглинистая почва.

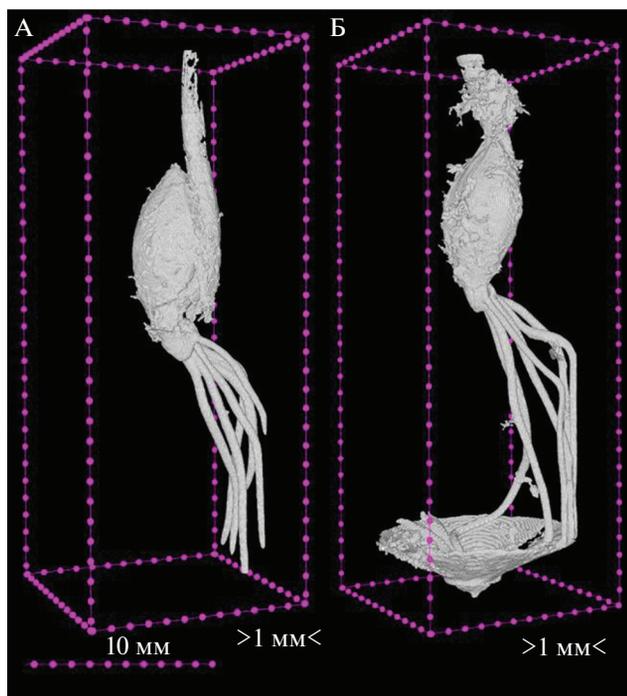


Рис. 2. Томографическая объемная реконструкция прорастающего зерна ячменя на плотном зерновом ложе: А – на третьи, Б – на седьмые сутки.

мени, в начальный период, по-видимому, играют главенствующую роль. Это подтверждает график распределения соотношения толщины корней и основных диапазонов пор. Как видно из рис. 3, наибольший объем порового пространства представлен порами <0.17 мм, тогда как наибольшая доля объемов корней сосредоточена в диапазоне от 0.17 до 0.27 мм, что указывает на способность корней прорастающего семени изменять поровое пространство почв, формировать собственные пути для развития корней диаметром от 0.1 до 0.24 мм.

Для того, чтобы определить, какой биологический фактор играл главенствующую роль на разных этапах прорастания, в двух почвах определили динамику их ризосферного микробного сообщества.

В составе сообществ ризосферы методом ГХ-МС реконструировано 39 (в черноземе) и 37 (в дерново-подзолистой почве) бактериальных видов, принадлежащих к пяти филумам – *Proteobacteria*, *Actinobacteria*, *Firmicutes*, *Bacteroidetes*, *Cyanobacteria*. Видовой состав и численность микробного комплекса представлен в табл. 2.

По биоразнообразию наиболее многочисленно был представлен филум *Proteobacteria*. Далее по количеству видов следовали *Actinobacteria* и

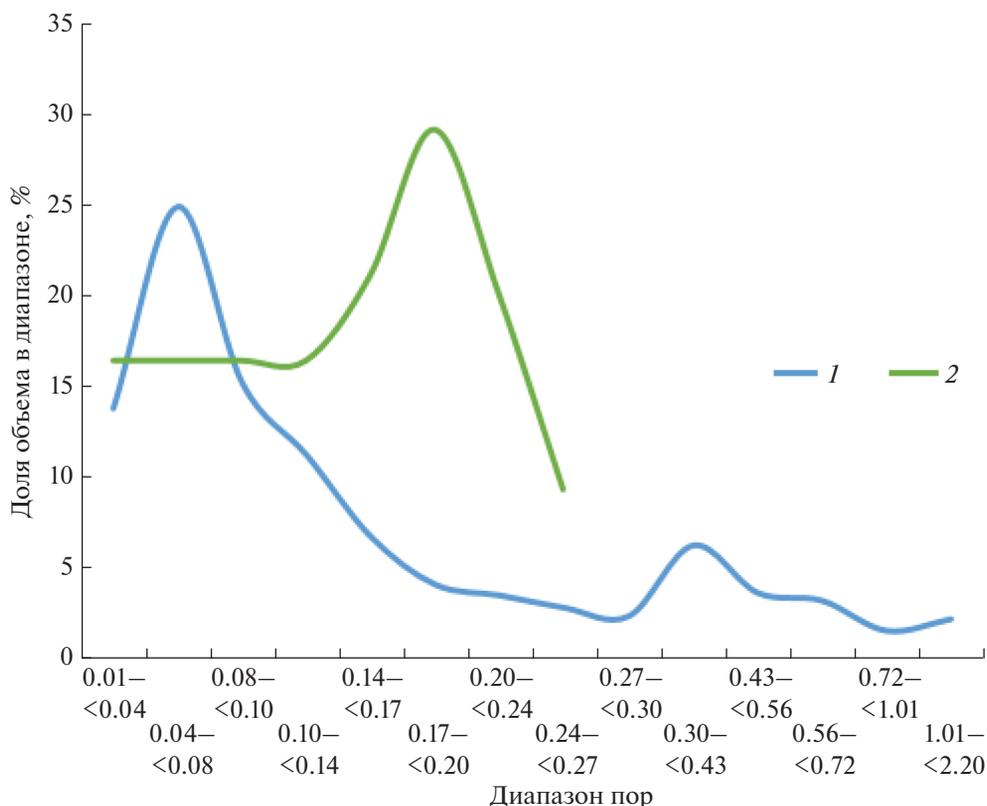


Рис. 3. Соотношение распределений объемов пор почвы (1) и корней (2) по диаметрам на седьмые сутки в дерново-подзолистой почве.

**Таблица 2.** Видовой состав микробного комплекса и численность микроорганизмов сообщества агрофизической системы прорастающие корни—поровое пространство

Микроорганизмы		Состав микроорганизмов, кл × 10 <sup>6</sup> /г					
		дерново-подзолистая почва			чернозем южный		
		контроль	пятые сутки	седьмые сутки	контроль	пятые сутки	седьмые сутки
<i>Actinobacteria</i>	Актинобактерии (без определения видов)	43.8	382.6	63.7	0	0	0
	<i>Actinomadura roseola</i>	0.6	0.3	1.2	0.3	0.2	0.3
	<i>Arthrobacter</i> sp.	12.6	10.6	12.3	1	0.5	0.3
	<i>Bifidobacterium</i> sp.	0	0	0	5.9	5.2	8.9
	<i>Cellulomonas</i> sp.	11.3	19.1	7.9	0	0	0
	<i>Mycobacterium</i> sp.	3.5	4.9	5.6	5.8	6.2	11.3
	<i>Nocardia carnea</i>	2.8	2.7	3.5	0	0	0
	<i>Nocardiopsis</i>	0	0	0	0.3	0.3	0.5
	<i>Propionibacterium jensenii</i>	0	0	0	2.7	3.6	4.3
	<i>Pseudonocardia</i> sp.	3	4.4	2.5	0.6	0.5	0.4
	<i>Rhodococcus equi</i>	31.3	29.6	27.3	3.4	2	2.3
	<i>Streptomyces-Nocardiopsis</i>	14.2	9.2	13.2	1.6	0.9	1.8
	Сумма	123	463.4	137.2	21.6	19.4	30.2
<i>Bacteroidetes</i>	<i>Bacteroides fragilis</i>	0	0	0	0.1	0.1	0.3
	<i>Bacteroides hypermegas</i>	0.2	0.1	0.2	0	0	0
	<i>Bacteroides ruminicola</i>	1.3	1.1	1.5	0.2	0.3	0.4
	<i>Cytophaga</i> sp.	2.4	2.1	2.2	0	0.1	0.2
	<i>Riemirella</i>	1.5	1.3	1.2	0.2	0.2	0.6
	<i>Sphingobacterium spiritovororum</i>	1.7	1.5	1.8	0.6	0.3	0.7
	Общее количество	7.1	6	6.9	0.9	0.8	1.9
<i>Cyanobacteria</i>	<i>Anabaena (cyanobacteria)</i>	6.5	6	9	36	29.4	56.8
	Сумма	6.5	6	9	36	29.4	56.8
<i>Firmicutes</i>	<i>Bacillus subtilis</i>	5.1	5.8	4.6	1.5	0.8	0.9
	<i>Bacillus subtilis</i>	0	0	0	0.6	0.6	0.9
	<i>Butyrivibrio 1-2-9</i>	0	0	0	0.3	0.5	2.3
	<i>Butyrivibrio 1-4-7</i>	0	0	0	0.5	1.5	6.1
	<i>Butyrivibrio 7S-14-1</i>	0	0	0	1.4	1.6	4.1
	<i>Clostridium pasteurianum</i>	19.9	49.6	11	4.6	4.2	3.4
	<i>Eubacterium lentum</i>	0	0	0	0.1	0.5	1.7
	<i>Ruminococcus</i> sp. +**	81.9	107.2	43.5	0	0	0
	Сумма	106.8	162.6	59.2	9.1	9.7	19.5
<i>Proteobacteria</i>	<i>Acetobacter</i> sp.	9	6.8	7.4	0	0	0
	<i>Acetobacter</i> sp.	0	0	0	0.1	0.2	1.5
	<i>Acetobacter-Rhodobacter</i> group	0	0	0	1.7	1.1	2.3
	<i>Aeromonas hydrophila</i>	7.8	9.8	6.5	0.2	0	0.3
	<i>Agrobacterium radiobacter</i>	2.5	0.4	0.9	0.5	0.4	0.4
	<i>Caulobacter</i> sp.	5	4	6.1	1.2	1.2	1.4
	<i>Desulfovibrio</i> sp.	6.1	5.9	5.3	10.8	9.3	17.5
	<i>Enterobacteriaceae</i>	5.7	2	13.5	0.4	0.7	1.1
	<i>Nitrobacter</i> sp.	17.4	25.5	13.3	0	0	0

Таблица 2. Окончание

Микроорганизмы		Состав микроорганизмов, кл × 10 <sup>6</sup> /г					
		дерново-подзолистая почва			чернозем южный		
		контроль	пятые сутки	седьмые сутки	контроль	пятые сутки	седьмые сутки
Proteobacteria	<i>Ochrobactrum</i>	0	0	0	0.5	0.4	0.8
	<i>Pseudomonas fluorescens</i>	3.8	4.2	7.6	0.7	0.5	1.6
	<i>P. putida</i>	0.9	0.6	2	0	0	0
	<i>P. vesicularis</i>	1.4	1.2	1.6	0.2	0.1	0.5
	<i>Sphingomonas adgesiva</i>	1	1.5	2	0.5	0.3	0.6
	<i>Sphingomonas capsulata</i>	2	2.1	3	2.9	2.4	3.4
	WARB*	3	2.7	2.5	0.4	0.1	0.6
	<i>Xanthomonas</i> sp.	4.7	3.6	4.9	0.5	0.3	0.6
	Сумма	70.4	70.4	76.7	19.8	16.8	30.1
	Сумма	333.8	734.9	305.1	89.6	77.5	142.9

\* *Wolinella* sp., *Acholeplasma* sp., *Roseomonas* sp., *Burkholderia* sp.

\*\* *Ruminococcus/Glomus/Scutellospora AMF/Acetobacterium/железоредукторы* от Лавли.

*Firmicutes* (рис. 4, А) в черноземе и *Bacteroidetes* в дерново-подзолистой почве (рис. 4, Б). Исходя из экологических принципов, это свидетельствует о том, что именно эти филумы были наиболее устойчивы и адаптационно пластичны. Наиболее отличался в двух почвах по количеству видов филум *Firmicutes*, который в дерново-подзолистой почве был в 2 раза меньше, чем в черноземной.

Кроме того, был проведен анализ динамики таксономического состава микробиологического сообщества. По мере роста семени в черноземной почве происходит увеличение количества анаэробных видов из разных филогенетических групп (рис. 4), в том числе тех, для которых известна

способность гидролизовать целлюлозу в анаэробных условиях (табл. 2). В частности, об этом свидетельствует существенное увеличение численности в черноземном образце облигатно анаэробного вида *Desulfovibrio* sp. с такой ферментативной активностью [16]. По-видимому, уменьшается количество кислорода, увеличивается содержание углекислого газа (изменяется окислительно-восстановительный потенциал) и доминантными в процессе разрушения оболочки становятся анаэробы. Об изменении газового режима в сторону увеличения содержания CO<sub>2</sub> в образцах с черноземом свидетельствует рост численности таких видов, как *Anabaena* sp. — анаэробной фототрофной бакте-

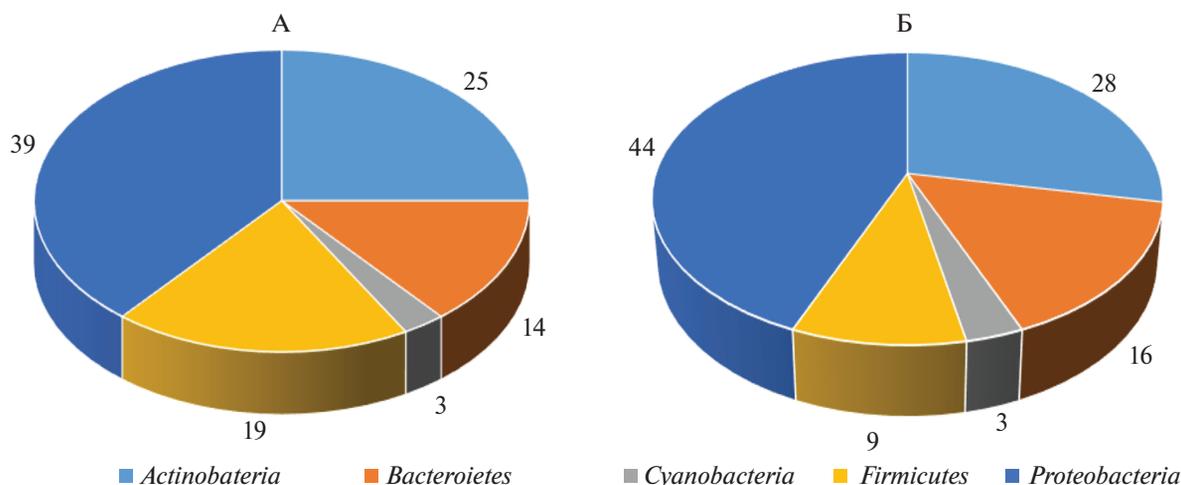


Рис. 4. Биоразнообразие бактерий (%) в филумах: А — чернозем южный, тяжелосуглинистый, Б — дерново-подзолистая тяжелосуглинистая почва.

рии, то есть осуществляющей анаэробный фотосинтез и *Bifidobacterium* sp. — анаэроба, требующего высокого содержания (10%) CO<sub>2</sub> в среде. Консорциум анаэробных фототрофов с другими видами бактерий описан как взаимовыгодная ассоциация [2]. Повышено относительно других видов и содержание *Propionibacterium jensenii*, анаэробного вида, способного за счет выделения большого количества пропионовой кислоты изменять pH среды, что определяет его антифунгальные свойства [10] и, следовательно, регулирующую роль в формировании сообщества.

В образцах дерново-подзолистой почвы наблюдалось обилие численности анаэробного азотфиксатора *Clostridium pasteurianum*, анаэробного гидролитика *Ruminococcus* sp. и аэробного нитрификатора *Nitrobacter* sp. Увеличение этих видов свидетельствует о первоначальном разрушении целлюлозной оболочки зерна и процессов фиксации и преобразовании азота в микробиоте прорастающего семени, необходимого для формирования C/N соотношения. Наблюдалось также увеличение численности *Cellulomonas* sp. на пятые сутки, с последующим уменьшением на седьмые. Этот вид является представителем факультативно анаэробных целлюлозолитиков, как и другой представитель филума *Actinobacteria*, *Pseudonocardia* sp. — активный целлюлозолитик с комплексом целлюлозолитических ферментов. В таком же количестве, как и в черноземной почве, представлен и анаэробный фототрофный вид *Anabaena*.

Таким образом, как в черноземной, так и в дерново-подзолистой почве при прорастании семени ячменя формируется специфическое сообщество микроорганизмов, которое обеспечивает разрушение целлюлозной оболочки за счет аэробно-анаэробного консорциума бактерий, в которой первичные анаэробные виды (*Clostridium pasteurianum*) для дерново-подзолистой почвы и вторичные анаэробы (*Desulfovibrio* sp.) для черноземной обеспечивают не только разрушение оболочки, но и фиксацию азота в анаэробных условиях (анаэробный фототроф *Anabaena*).

Обращаясь к результатам, которые получены томографическим методом, можно связать увеличение численности анаэробных видов бактерий с существенным (в 3 раза) увеличением доли корней в системе семя—корневая система, что приводит к повышению выделения экссудатов корневой системой, стимулирующих развитие определенных видов микроорганизмов, которые связаны с этими органическими соединениями трофическими потребностями. С другой стороны, дыхание повышенной биомассы корней приводит к увеличению содержания углекислого газа и уменьшения концентрации кислорода. Эти физические факторы определяют изменение экологических факторов почвенной среды и соответ-

ствующего взаимосвязанного отклика микробного сообщества.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Микротомография позволяет количественно охарактеризовать структуру порового пространства почвы, определив показатели пористости, диаметра и объема пор, распределение пор по размерам, а также количественно оценить параметры формирования корневой системы. Такие, как толщина корневой, доля объема корней, длина корней, что весьма важно для оценки функционирования агрофизической динамической системы прорастающие корни—поровое пространство.

Корни осваивают уплотненное (до 1.2 г/см<sup>3</sup>) поровое пространство, формируя собственные ходы, при этом показатель томографической пористости к седьмым суткам в черноземе южном уменьшается с 34.9 до 24.1%, в дерново-подзолистой почве меняется незначительно с 37.8 до 38.2%.

В изученный период в составе микробного сообщества в ризосфере *Hordeum vulgare* L. складывается специфический гидролитический комплекс микроорганизмов, способных к активной, преимущественно анаэробной, деструкции сложных органических соединений (растительных остатков, семенной оболочки, углеводов корневых выделений) и обладающих антагонистической активностью к фитопатогенам.

Томографические и микробиологические исследования показали взаимосвязанность происходящих процессов. Первые позволили заглянуть внутрь почвы при прорастании семени, а результаты изучения динамики таксономического состава сообщества микроорганизмов дали возможность получить новые данные о формировании газового режима, порового пространства и особенностей изменения плотности почвы при посеве семян зерновых культур.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Томографические исследования проведены с привлечением оборудования Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды” и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-29-05112 мк).

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов С.В., Ханин Ю.В. Проблемы повышения плодородия почвы “Общество, образование, наука в современных парадигмах развития” [Электронный ресурс] // Сборник трудов по материалам Национальной научно-практической конференции (26 ноября 2020 г.) Керчь: ФГБОУ ВО “КГМТУ”, 2020. 236 с. [http://www.kgmtu.ru/documents/nauka/obcshestvo,obrazovanie,nauka\\_vparadigmah\\_1-2020.pdf](http://www.kgmtu.ru/documents/nauka/obcshestvo,obrazovanie,nauka_vparadigmah_1-2020.pdf)
2. Зенова Г.М., Иванова Е.А., Омарова Е.О., Николаев Г.М., Лобакова Е.С., Чижилова Н.П. Модельные ассоциации актиномицетов и цианобактерии *Anabaena variabilis* KÜTZ и их способность к преобразованию структуры глинистых минералов // Теоретическая и прикладная экология. 2009. № 3. С. 79–88. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2009-3-079-088>
3. Зерно. Методы определения энергии прорастания и способности прорастания: ГОСТ 10968-88. [Введен 1988-07-01]. М.: Стандартинформ, 2009. 4 с.
4. Семена сельскохозяйственных культур. Методы определения всхожести: ГОСТ 12038-84. [Введен 1986-07-01]. М.: Стандартинформ, 2011. 64 с.
5. Шеин Е.В., Милановский Е.Ю., Хайдапова Д.Д., Поздняков А.И., Тюгай З.Н., Початкова Т.Н., Дембовецкий А.В. Практикум по физике твердой фазы почв. М.: Буки-Веди, 2017. 119 с.
6. Carson J.K., Gonzalez-Quñones V., Murphy D.V., Hinz C., Shaw J.A., Gleeson D.B. Microbial Ecology Low Pore Connectivity Increases Bacterial Diversity in Soil Jennifer // Applied and Environmental Microbiology. 2010. V. 76. № 12. P. 3936–3942. <https://doi.org/10.1128/AEM.03085-09>
7. George T.S., Brown L.K., Ramsay L., White P.J., Newton A.C., Bengough A.G., Russell J., Thomas W.T.B. Understanding the genetic control and physiological traits associated with rhizosheath production by barley (*Hordeum Vulgare* L.) // New Phytologist. 2014. V. 203. P. 195–205. <https://doi.org/10.1111/nph.12786>
8. Ivanov A.L., Shein E.V., Skvortsova E.B. Tomography of soil pores: from morphological characteristics to structural-functional assessment of pore space // Eurasian Soil Science. 2019. № 52(1). P. 50–57. <https://doi.org/10.1134/S106422931901006X>
9. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 2014.
10. Lind H. Antifungal properties of dairy propionibacteria. Doctoral thesis // Uppsala: Sverigeslantbruksuniv, ActaUniversitatis agriculture Sueciae. 2010. 44 p.
11. Moreno-Espíndola I.P., Rivera-Becerril F., Ferrara-Guerrero M., De León-González F. Role of root-hairs and hyphae in adhesion of sand particles // Soil Biology and Biochemistry. 2007. V. 39. № 10. P. 2520–2526. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.04.021>
12. Müller K., Katuwal S., Young I., McLeod M., Moldrup P., de Jonge L.W., Clothier B. Characterising and linking X-ray CT derived macroporosity parameters to infiltration in soils with contrasting structures // Geoderma. 2018. V. 313. P. 82–91. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.020>
13. Otsu N. A threshold selection method from gray-level histograms // IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics. 1979. V. 9(1). P. 62–66. <https://doi.org/10.1109/TSMC.1979.4310076>
14. Shekhovtsova N.V., Marakaev O.A., Pervushina K.A., Osipov G.A. The underground organ microbial complexes of moorland spotted orchid *Dactylorhiza maculata* (L.) Soó (*Orchidaceae*) // Advances in Bioscience and Biotechnology. 2013. № 4. P. 35–42. <https://doi.org/10.4236/abb.2013.47A2005>
15. Skvortsova E.B., Shein E.V., Abrosimov K.N., Romanenko K.A., Yudina A.V., Klyueva V.V., Khaidapova D.D., Rogov V.V. The Impact of Multiple Freeze-Thaw Cycles on the Microstructure of Aggregates from a Soddy-Podzolic Soil: A Microtomographic Analysis // Eurasian Soil Science. 2018. № 51(2). P. 190–199. <https://doi.org/10.1134/S1064229318020102>
16. Taufieq N.A., Rahim S.A., Jamil H., Huyyirnah H.J., Arfan A. Isolation and Identification of *Desulfovibrio* sp. Bacteria from Acid Sulfate Soil // Asian J. Applied Sciences. 2015. № 03(05). P. 730–738.
17. Verkhovtseva N.V., Osipov G.A., Bolysheva T.N. et al. Comparative Investigation of Vermicompost Microbial Communities. Microbiology of composting. Springer, Berlin, Heidelberg, 2002. P. 99–108. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-08724-4\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-662-08724-4_8)
18. Voltolini M., Taş N., Wang S., Brodie E.L., Ajo-Franklin J.B. Quantitative characterization of soil microaggregates: New opportunities from sub-micron resolution synchrotron X-ray microtomography // Geoderma. 2017. № 305. P. 382–393. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.06.005>
19. Wildenschild D., Sheppard A.P. X-ray imaging and analysis techniques for quantifying pore-scale structure and processes in subsurface porous medium systems // Advances in Water Resources. 2013. № 51. P. 217–246. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.07.018>
20. White P.J., George T.S., Gregory P.J., Bengough A.G., Hallett P.D., McKenzie B.M. Matching roots to their environment // Annals of Botany. 2013. № 112. P. 207–222. <https://doi.org/10.1093/aob/mct123>

## Physical-Tomographic Characteristics and Structure of the Bacterial Community of the Agrophysical System “Germinating Roots–Pore Space of Soils” (Physical Model Experiment)

A. V. Suzdaleva<sup>1,\*</sup>, N. V. Verkhovtseva<sup>1</sup>, K. N. Abrosimov<sup>2</sup>, and A. A. Romanycheva<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>2</sup>*Dokuchaev Soil Institute, Moscow, 119017 Russia*

<sup>3</sup>*Yaroslavl State Medical University, Yaroslavl, 150000 Russia*

\*e-mail: avsuzdaleva@gmail.com

Computed tomography allows quantifying the volume of elements of the soil solids, pore space and root system. Within the framework of a special physical model experiment with cultivation of barley seedlings for 7 days and tomographic imaging at key stages, it was possible to record the dynamics of changes in the soil pore volume structure. The main goal was to quantify the structural changes in the development of the root system and their dynamics. The experiment was performed on samples of soddy-podzolic soil and chernozem, along with changes in the soil structure the changes in the structure of the microbiological community were recorded in the agrophysical system “germinating roots – pore space”. In plastic buckets with a volume of 3 cm<sup>3</sup>, models of the seedbed were created with two layers: the subseminal layer compacted to 1.2 g/cm<sup>3</sup> and the above-seed aggregated layer with a density of 0.7–0.8 g/cm<sup>3</sup>. Seeds of barley (*Hordeum vulgare* L.) of the Mikhailovsky variety were placed on the boundary of the layers. Soil water content was maintained close to the field capacity. As germination progressed from 3 to 7 days, a tomographic survey and a study of the microbiological community were carried out by gas chromatography-mass spectrometry. During this period, a decrease in the tomographic porosity in the subseminal layer and a change in the number of microorganisms that mainly perform the destruction of complex carbon compounds were recorded. Tomographic and microbiological studies have shown the interconnectedness of the processes occurring during seed germination and can be used to quantify the emerging root system.

*Keywords:* Albic Glossic Retisol (Lomic, Cutanic), Calcic Chernozem, structure of soil pore space, X-ray computed tomography, non-invasive imaging, structure of the microbial community

ТОМОГРАФИЯ  
ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОЧВ

УДК 631.4

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ПОР В ТЕМНО-СЕРОЙ ПОЧВЕ  
СО ВТОРЫМ ГУМУСОВЫМ ГОРИЗОНТОМ  
(ТОМОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

© 2021 г. Е. Б. Скворцова<sup>а,\*</sup>, К. Н. Абросимов<sup>а</sup>, В. Н. Щепотьев<sup>а</sup>, В. Н. Дмитренко<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: eskvora@mail.ru

Поступила в редакцию 08.02.2021 г.

После доработки 15.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Проведено количественное морфологическое исследование пор в темно-серой почве со вторым гумусовым горизонтом (Luvic Retiс Greyzemic Phaeozem (Loamic) [14]) Каширского района Московской области Российской Федерации. Цель работы заключалась в установлении специфических особенностей пространственной организации почвенных пор в качестве новых диагностических признаков полигенетичных почв со вторым гумусовым горизонтом (ВГГ) на территории Восточно-Европейской равнины. Исследования проводили с использованием лабораторного микротомографа Bruker SkyScan 1172 (Почвенный институт им. В.В. Докучаева). Показано, что для диагностики порово-структурного состояния второго гумусового горизонта уровень мезопор и тонких макропор более информативен, чем уровень грубых макропор. В диапазоне пор  $d = 0.03\text{--}2$  мм анализ закрытой томографической пористости выявил двойственную природу ВГГ: по объему закрытых пор в образце он мало отличается от горизонта AU3el, а по доле этих пор в поровом пространстве приближается к горизонту VT1el. Подтверждено диагностическое значение формы почвенных пор. Выявлено, что в толще ВГГ более половины пор  $d = 0.1\text{--}2$  мм представлено изометричными изрезанными порами упаковки зернисто-комковатых агрегатов. Благодаря этому среднее арифметическое значение фактора формы  $F$  для тонких макропор в этом горизонте достигает величины  $F = 0.5$ . Отличие ВГГ от современных гумусовых горизонтов по форме тонких макропор можно расценивать как дополнительный аргумент в пользу реликтового происхождения ВГГ.

*Ключевые слова:* полигенетичные почвы, пористость почвы, форма пор, фактор формы пор, микро-морфометрия пор

DOI: 10.31857/S0032180X21090082

## ВВЕДЕНИЕ

Для характеристики порового пространства дисперсных пород и почв используют общие, дифференциальные и индивидуальные объемы пор, а также протяженность границ, линейные размеры, количество, форму, ориентацию пор, их взаимное расположение. Для выявления специфики педогенеза эти показатели не равноценны. Так, значения общей пористости сами по себе не являются специфическими почвенными признаками. Сравнимые с почвами величины общего объема пор наблюдаются во многих полидисперсных геологических породах [7]. Более специфичны для почв профильные изменения общей и дифференциальной пористости, пространственное варьирование этих показателей [1, 4]. Наибольшей педогенной специфичностью обладает морфологическое строение почвенных пор на агрегатном, морфонном и горизонтном уровнях организации почвы. На этих уровнях строение пор отражает

четкие различия между почвой и почвообразующей породой, между различными почвенными горизонтами.

Для изучения морфологического строения межагрегатных и внутриагрегатных почвенных пор используют методы оптической и электронной микроскопии, а также более современный метод компьютерной рентгеновской томографии, позволяющий неинвазивным путем исследовать внутреннее строение почвенных монолитов разного размера [3, 13, 14, 20]. Компьютерная томография является информативным, но до настоящего времени редким и дорогостоящим методом исследования. Поэтому особенно актуально применение этого метода для уникальных почвенных объектов, таких как вторые гумусовые горизонты (ВГГ) в полигенетичных суглинистых почвах Восточно-Европейской равнины. Известно, что эти горизонты отличаются от поверхностных гумусово-аккумулятивных аналогов по характеру мик-

ростроения, в том числе по объемам и форме почвенных пор [8]. Однако следует отметить, что опубликованные данные получены методами качественного или полуколичественного анализа. Детальные морфометрические исследования порового пространства вторых гумусовых горизонтов ранее не проводились. Актуальность подобных исследований обусловлена не только генетическими задачами, но также установленной связью между томографическими показателями почвенных пор и биологической активностью почвы [16, 18], параметрами гидравлической проводимости, коэффициентами диффузии грунт–газ и проницаемостью грунт–воздух [11], тепловыми параметрами среды [17] и др. Таким образом, томографический анализ открывает новые перспективы в диагностике и функциональной характеристике почв со вторым гумусовым горизонтом.

Цель работы заключалась в установлении специфических особенностей пространственной организации почвенных пор в качестве новых диагностических признаков полигенетичных почв со вторым гумусовым горизонтом на территории Восточно-Европейской равнины. В представленной статье на качественном и количественном уровне исследованы объемы и форма почвенных макро- и мезопор в основных генетических горизонтах темно-серой почвы со вторым гумусовым горизонтом [6] (Luvic Retic Greyzemic Phaeozem (Loamic) по классификации WRB [14]).

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на юго-западе Каширского района Московской области. Территория характеризуется средней лесистостью (от 15 до 20%) и, согласно лесорастительному районированию, относится к зоне хвойно-широколиственных лесов [5]. Разрез заложен в обширной западине под пологом широколиственного леса. Координаты разреза: 54°46′37.52″ N, 38°01′55.34″ E.

Исследованная почва является типичным представителем почвенного покрова в западных формах рельефа юга Восточно-Европейской равнины. Почвенный профиль имеет следующее строение: AU, 0–40 см (подразделяется на слои: AU1 0–15 см, AU2 15–30 см, AU3el 30–40 см); AUel, hh 30(40)–55(60) см; BT1el 55(60)–85 см, BT2 85–110 см; BT3 110–140 см; BC >140 см (индексация горизонтов по классификации и диагностике почв России [6]).

Современный гумусовый гор. AU среднесуглинистый, темноокрашенный, перерыв почвенной фауной, дифференцирован по окраске, плотности и структуре. На глубине 0–15 см окраска темно-серая, структура комковато-зернистая с выраженной горизонтальной плитчатостью, сложение рыхлое. На глубине 15–30 см в окраске по-

является буроватый оттенок, структура комковато-порошистая, есть отдельные уплотненные участки. На глубине 30–40 см заметны белесые скелетаны, структура комковато-порошистая, местами неясно-плитчатая, сложение плотноватое. Второй гумусовый горизонт AUel, hh тяжелосуглинистый, окраска темнее предыдущего, неравномерная с бурыми и белесыми пятнами, плотный, пористый, структура зернисто-комковатая, местами неясно-плитчатая, многопорядковая. По граням структурных отдельностей темные гумусовые кутаны и белесые скелетаны; нижняя граница языковатая. Горизонт BT1el плотный, бурый с серыми глинисто-гумусовыми кутанами и редкими белесоватыми скелетанами, структура крупнореховато-призматическая, многопорядковая, призмы имеют вертикальную ориентацию. Горизонт BT2 более увлажнен, тяжелосуглинистый до глинистого, бурый с серыми гумусовыми потеками, структура глыбисто-призматическая, вязкий, плотный. BT3 тяжелосуглинистый до глинистого, бурый с темными гумусовыми потеками по ходам корней или морозобойным трещинам, встречаются ортштейны и марганцевые примазки, плотный, структура неясно-глыбистая. Гор. BC – темно-бурый, тяжелый лёссовидный суглинок.

Анализ мезо- и тонкого макропорового пространства проводили в цилиндрических почвенных микромонолитах  $d = 3$  см и  $h = 4$  см, отобранных из срединных частей генетических горизонтов. Для изучения более грубых макропор отбирали профильный цилиндрический макромонолит диаметром в 10 см и высотой 100 см, охватывающий почву от поверхности до горизонта BT2.

Исследование микромонолитов проводили на микротомографе Bruker SkyScan 1172 (Почвенный институт им. В.В. Докучаева) с разрешением 16 мкм/пиксель, что допускает анализ мезо- и тонких макропор  $d = 0.03–2$  мм. Для изучения макромонолита использовали лабораторный микротомограф геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Монолит сканировали с разрешением 100 мкм/пиксель, что позволяет исследовать строение макропор  $d > 2.0$  мм в верхней метровой толще почвы.

При обработке результатов томографического сканирования использовали программное обеспечение SkyScan и Image-Pro [12]. В микромонолитах определяли величины общей томографической пористости (суммарный объем пор, доступных анализу в соответствии с принятым разрешением сканирования), открытую пористость и закрытую пористость. Открытую пористость определяли как суммарный объем пор, пересекающих границы виртуального анализируемого цилиндра, а закрытую – как суммарный объем пор, не выходящих за пределы этого ци-

**Таблица 1.** Гранулометрический состав темно-серой почвы с ВГГ (по Н.А. Качинскому)

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Содержание фракции, % (размер частиц, мм)							
			1.0–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01	сумма частиц >0.01
AU1	0–15	2.34	0.80	9.75	55.02	12.08	13.63	8.72	34.43	65.57
AU2	15–30	1.99	0.61	9.79	55.86	11.79	15.42	6.53	33.74	66.26
AUel,hh	40–60	2.07	0.08	6.85	47.90	11.89	16.0	17.28	45.17	54.83
BT1el	60–85	3.30	0.10	5.32	43.14	10.16	12.81	28.47	51.44	48.56
BT2	85–110	3.21	0.03	5.73	43.92	9.45	10.74	30.13	50.32	49.68
BT3	110–140	3.63	0.05	5.30	40.24	9.36	15.01	30.04	54.41	45.59

линдра. На основании величин общей и закрытой томографической пористости рассчитывали величины относительной закрытой пористости (% от общей томографической пористости). Кроме того, в вертикальных двумерных срезах через компьютерные реконструкции микромоделитов определяли морфометрические показатели формы тонких макропор  $d = 0.1–2$  мм, отличающихся большим разнообразием морфологического строения. В качестве показателя формы пор использовали фактор формы  $F = (4\pi S/P^2 + D/L)/2$ , где  $S$  – площадь,  $P$  – периметр,  $D$  – поперечный габарит,  $L$  – продольный габарит пор в двумерных срезах [9, 19].

Исследование почвы в макромоделите проводили на качественном уровне. В дополнение к томографическим анализам в почве определяли общее содержание гумуса по методу Тюрина и базовые физические показатели (табл. 1 и 2). Для характеристики гранулометрического состава почвы использовали седиментационный пипеточный метод по Качинскому. Влажность почвы определяли термостатно-весовым методом, плотность почвы ненарушенного сложения – буровым методом в модификации Качинского с объемом буриков  $100 \text{ см}^3$ . Сопротивление пенетрации определяли микропенетрометром МВ-2 с углом при вершине конуса (плунжера)  $30^\circ$ . Общую пористость рассчитывали по соотношению плотности сложения и плотности твердой фазы почвы, определенной пикнометрически. Полную влагоемкость определяли лабораторным методом насыщения монолитов. Повторность всех определений 10-кратная. Для физических показателей рассчитывали средние арифметические значения, стандартное отклонение и коэффициент вариации. Результаты морфометрического анализа пор обрабатывали методами многомерной статистики.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для исследованной почвы в целом характерен элювиально-иллювиальный тип профильного распределения иллевой фракции (табл. 1), боль-

шое содержание гумуса в подгоризонтах AU1, AU2 и AU3el (соответственно 6.36, 3.83 и 2.55%) и резкое уменьшение степени гумусированности в горизонтах, залегающих под ВГГ.

Второй гумусовый горизонт по общему содержанию гумуса (2.88%) близок к нижней части современного гор. AU. При этом по литературным данным количество бактерий и архей в данном ВГГ резко понижено и мало отличается от мало-гумусовых горизонтов BT, а содержание микромицетов, напротив, повышено и превышает показатели всех остальных горизонтов [2]. Сложное сочетание химических и бактериологических показателей ВГГ в дополнение к проблематичному генезису указывает на неоднозначность его современных функций.

По содержанию иллевой фракции, плотности почвы, общей пористости ВГГ занимает промежуточное положение в профиле, причем верхняя его часть (40–50 см) по физическим свойствам тяготеет к гумусовому горизонту AU3el, нижняя часть (50–60 см) – к текстурному горизонту BT1el (табл. 2). Вертикальная дифференциация ВГГ (гор. AUel,hh) выражена не только по значениям физических показателей, но также по их горизонтальной пространственной изменчивости. Так, в верхней части ВГГ коэффициенты вариации всех показателей (кроме влажности и сопротивления пенетрации) в 1.5–1.8 раза меньше, чем в его нижней части. С учетом пониженного варьирования физических свойств отбор почвенных микромоделитов для томографического анализа ВГГ проводили на глубине 45–50 см.

Макротомографический анализ грубых макропор  $d > 2$  мм выявил в профиле темно-серой почвы наличие крупных биогенных полостей (рис. 1). В горизонтах AU1 и AU2 эти полости встречаются часто, представлены ходами мелких почвенных позвоночных, имеют вытянутую форму и горизонтальную ориентацию. Ниже по профилю крупные полости присутствуют в меньшем количестве и обычно вытянуты в вертикальном

Таблица 2. Физические свойства темно-серой почвы со вторым гумусовым горизонтом ( $n = 10$ )

Горизонт, глубина, см	Статистики	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Влажность при определе- нии плотности, % от массы	Сопротивление пенетрации, кПа	Общая пористость	Полная влагоемкость
					%	
AU, 0–10	<i>M</i>	0.92	36.46	67.50	64.56	70.96
	<i>s</i>	0.10	4.27	17.10	4.00	11.00
	<i>V, %</i>	10.9	11.70	25.3	6.2	15.5
AU, 10–20	<i>M</i>	0.94	32.63	87.41	64.00	68.46
	<i>s</i>	0.03	3.20	29.26	1.13	3.27
	<i>V, %</i>	3.2	9.8	33.5	1.8	4.8
AU, 20–30	<i>M</i>	1.00	25.8	97.40	62.25	62.43
	<i>s</i>	0.05	1.7	22.97	1.80	4.90
	<i>V, %</i>	5.0	6.6	23.6	2.9	7.9
AUel, 30–40	<i>M</i>	1.10	22.2	128.90	58.35	53.14
	<i>s</i>	0.07	1.5	23.58	2.60	5.41
	<i>V, %</i>	6.4	6.8	18.3	4.5	10.2
AUel,hh, 40–50	<i>M</i>	1.23	19.5	198.44	54.46	44.37
	<i>s</i>	0.04	1.1	68.56	1.54	2.74
	<i>V, %</i>	3.2	5.6	34.6	2.8	6.2
AUel,hh, 50–60	<i>M</i>	1.37	18.3	311.96	49.24	36.07
	<i>s</i>	0.07	0.9	58.88	2.00	4.00
	<i>V, %</i>	5.1	4.9	18.9	4.1	11.1
BT1el, 70–80	<i>M</i>	1.50	20.6	379.46	45.63	30.56
	<i>s</i>	0.04	0.4	46.21	2.00	2.00
	<i>V, %</i>	2.7	1.9	12.2	4.4	6.5
BT2, 100–110	<i>M</i>	1.52	22.9	297.70	44.76	29.50
	<i>s</i>	0.04	0.2	56.00	1.00	2.00
	<i>V, %</i>	2.6	0.9	18.8	2.2	6.8
BC, 140–150	<i>M</i>	1.51	26.59	168.89	45.14	29.94
	<i>s</i>	0.02	0.4	54.31	1	1
	<i>V, %</i>	1.3	1.5	32.2	2.2	3.3

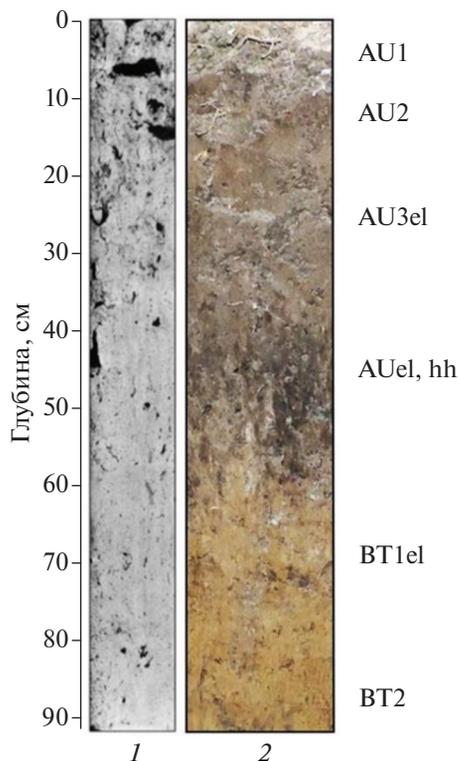
Примечание. *M* – средние арифметические значения показателя; *s* – стандартное отклонение; *V, %* – коэффициент вариации.

направлении. ВВГ по свойствам грубых макропор занимает промежуточное положение между верхними и нижними горизонтами и не отличается выраженной специфичностью.

Микротомографический анализ более детально раскрывает особенности порового пространства исследованной почвы. По полученным данным общая томографическая пористость (для исследованных пор  $d = 0.03–2$  мм) и расчетная физическая пористость почвы имеют сходные профильные распределения (рис. 2.1 и 2.2). Однако на всех исследованных глубинах и во всех гене-

тических горизонтах физические значения общей пористости превышают томографические данные в 2–5 раз и более. Эти различия обусловлены тем, что принятое разрешение томографического сканирования исключает из анализа тонкие микро- и субмикропоры. Влияние лимита разрешений сильнее сказывается в нижних горизонтах с массивной структурой почвы и менее выражено в верхних агрегированных горизонтах.

Размерное ограничение томографического исследования не снижает его диагностической значимости. Многие томографические показатели ин-



**Рис. 1.** Томографическое 2D изображение грубых макропор  $d > 2$  мм (1, поры черные) и фотоизображение профиля темно-серой почвы со вторым гумусовым горизонтом (2).

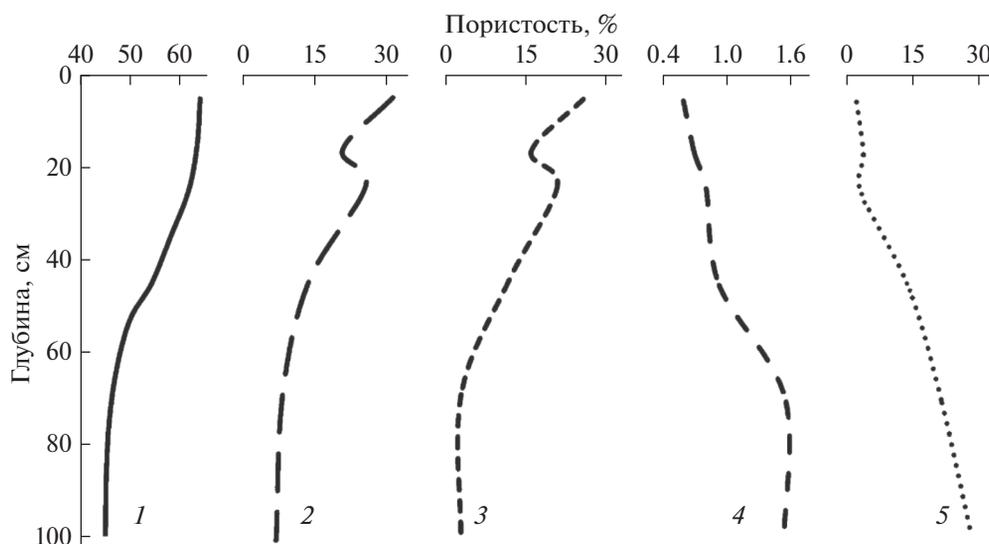
формативны для оценки сберегающей и проводящей функций почв. Это различные виды объемной томографической пористости: общая, открытая, закрытая. Другие томографические показатели позволяет количественно характеризовать габари-

ты, форму, ориентацию и прочие морфолого-геометрические показатели почвенной пористости и структуры.

Среди объемных томографических показателей большой интерес представляет величина закрытой пористости. Как указано в методах исследования, под закрытой томографической пористостью понимают суммарный объем пор, расположенных внутри виртуального анализируемого объема и не выходящих за его пределы. Другими словами, закрытые поры полностью заключены внутри анализируемого объема, они не имеют контакта с внешними порами и, в силу этого, их проводящие функции сильно ограничены.

На рис. 2 (кривые 3 и 4) показаны профильные изменения величин открытой и закрытой томографической пористости, выраженные в процентах от анализируемого объема образца. Различия в характере кривых обусловлены тем, что в верхних хорошо агрегированных горизонтах преобладают сильно разветвленные межагрегатные томографически открытые поры, тогда как в нижних горизонтах массово встречаются изолированные томографически закрытые полости.

Поскольку в почвах с хорошо выраженной агрегатной структурой доля закрытой пористости в общем объеме анализируемого образца обычно невелика, имеет смысл оценивать закрытую пористость в процентах от объема общей томографической пористости (рис. 2, кривая 5). При переходе к относительным значениям закрытой томографической пористости характер профильного изменения показателя в целом не изменяется, однако размах значений может увеличиться более чем в 5 раз, что имеет дополнительное диагностиче-



**Рис. 2.** Профильные изменения расчетной объемной пористости (1) и различных категорий томографической пористости: общей (2), открытой (3), закрытой (4), закрытой в процентах от общей пористости (5) в темно-серой почве с ВГГ. Сканирование на микротомографе SkyScan 1172, габариты образца 3 × 4 см, разрешение сканирования 16 мкм/пиксель.

**Таблица 3.** Распределение доли (%) тонких макропор  $d = 0.1–2$  мм по фактору формы  $F$  в двумерных срезах через томографические реконструкции микромонолитов  $d = 3$  см и  $h = 4$  см в горизонтах

Горизонт, глубина отбора образца, см	Содержание пор с фактором формы $F$				
	$0 < F \leq 0.2$	$0.2 < F \leq 0.4$	$0.4 < F \leq 0.6$	$0.6 < F \leq 0.8$	$0.8 < F \leq 1.0$
AU1, 5–10	7.6	49.2	35.6	7.6	0
AU2, 15–20	0.9	38.9	45.4	13.9	0.9
AU3el, 30–35	2.3	42.8	39.1	14.3	1.5
AUel,hh, 44–49	2.4	21.9	52.3	21.1	2.3
BT1el, 70–75	8.2	49.3	27.4	15.1	0
BT2, 100–105	11.1	55.6	25.0	8.3	0

ское значение. Так, сопряженный анализ закрытой томографической пористости по отношению к образцу и по отношению к объему общей пористости показал двойственную природу второго гумусового горизонта: по величине абсолютной закрытой пористости ВГГ мало отличается от горизонта AU3el (рис. 2, кривая 4), а по величине относительной закрытой пористости он заметно приближается к гор. BT1el (рис. 2, кривая 5). В этом проявляется специфическое для исследованного ВГГ сочетание многопорядковой агрегированности и сравнительно уплотненного сложения (физическая плотность ВГГ в 1.1–1.2 раза больше, чем в горизонте AU3el (табл. 2)). Первое обуславливает малые абсолютные значения закрытой пористости, а второе – ее повышенные относительные значения.

В наибольшей степени специфика ВГГ проявляется при анализе формы тонких макропор  $d = 0.1–2$  мм. Визуальный анализ микромономографических реконструкций монолитов  $d = 3$  см,  $h = 4$  см показал, что в современном гумусовом горизонте присутствует множество вытянутых изрезанных пор упаковки плитчатых и комковато-блоковых агрегатов, а также их агломератов (рис. 3, А, 1–3). В горизонте ВГГ широко распространены более изометричные разветвленные поры упаковки зернисто-комковатых агрегатов (рис. 3, А, 4). В горизонтах ВТ почвенная масса уплотнена, в поровом пространстве преобладают поры с округлыми и вытянутыми трещиновидными срезами (рис. 3, А, 5 и 6). Аналогичную качественную информацию можно получить по двумерным срезам через микромономографические монолиты (рис. 3, Б).

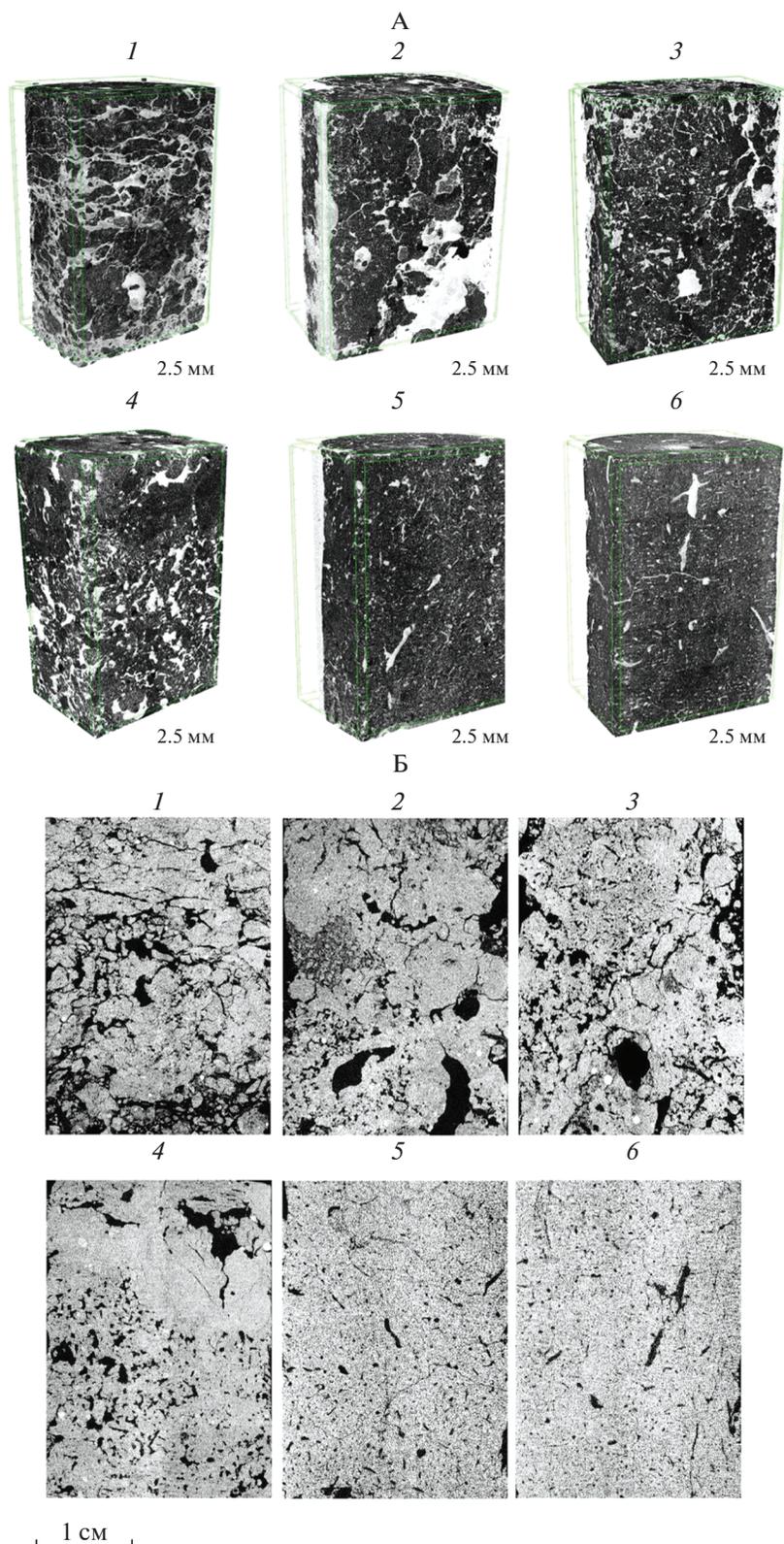
Качественные данные подтверждаются количественными показателями, полученными при компьютерном морфометрическом анализе тонких макропор пор  $d = 0.1–2$  мм в двумерных срезах. В качестве показателя формы пор использовали фактор формы  $F$ . В опубликованных ранее работах показано, что для характеристики и диагностики строения порового пространства почвы в двумерных срезах достаточно эмпирических распределений пор по пяти классам фактора фор-

мы  $F$ :  $0 < F \leq 0.2$  (поры трещиновидной формы);  $0.2 < F \leq 0.4$  (поры вытянутой изрезанной формы);  $0.4 < F \leq 0.6$  (поры изометричной изрезанной формы);  $0.6 < F \leq 0.8$  (поры изометричной слабоизрезанной формы);  $0.8 < F \leq 1.0$  (поры округлой формы) [9, 19].

В исследованной почве эмпирические распределения пор  $d = 0.1–2$  мм по пяти классам фактора формы отражают выявленные на качественном уровне особенности порового пространства (табл. 3). Так, в поверхностном слое гумусового горизонта (AU1, 5–10 см) и в горизонтах ВТ повышено содержание трещиновидных пор (до 8–11%). Во всех гумусовых горизонтах, включая ВГГ, содержание изометричных изрезанных пор превышает 35% от общего количества пор в поле зрения. При этом ВГГ выделяется среди остальных горизонтов максимальным содержанием изометричных изрезанных пор ( $0.4 < F \leq 0.6$ ) и пор с округлыми срезами ( $0.8 < F \leq 1.0$ ). Наличие последних согласуется с литературными данными, полученными ранее на качественном уровне [8].

Методом кластерного анализа было охарактеризовано сходство и различие исследованных горизонтов темно-серой почвы по форме их тонких макропор (рис. 4). Уровень сходства более 80% обнаружен для нижней части современного гумусового горизонта (AU2 и AU3el). Благодаря наличию трещиновидных пор весьма высокое сходство обнаружено между горизонтами AU1 и BT1el, BT2 (65–70%). На этом фоне второй гумусовый горизонт резко отличается от всех горизонтов профиля. Уровень его сходства с остальными горизонтами составляет 30–40%.

Специфика порового пространства ВГГ связана с обилием морфонов, имеющих четко выраженную зернисто-комковатую структуру. Если для современных гумусовых горизонтов характерно обилие вытянутых изрезанных пор с фактором формы  $F \leq 0.4$ , то в горизонте ВГГ более половины тонких макропор представлено изометричными изрезанными порами упаковки комковатых агрегатов с фактором формы  $0.4 < F \leq 0.6$  (табл. 3). Благодаря этому ВГГ является единственным в



**Рис. 3.** Томографические 3D (А, поры светлые) и 2D (Б, поры темные) реконструкции монолитов  $d=3$  см,  $h=4$  см из темно-серой почвы с ВГГ. Горизонты: 1 – AU1, 2 – AU2, 3 – AU3el, 4 – AUel,hh, 5 – BT1el, 6 – BT2.

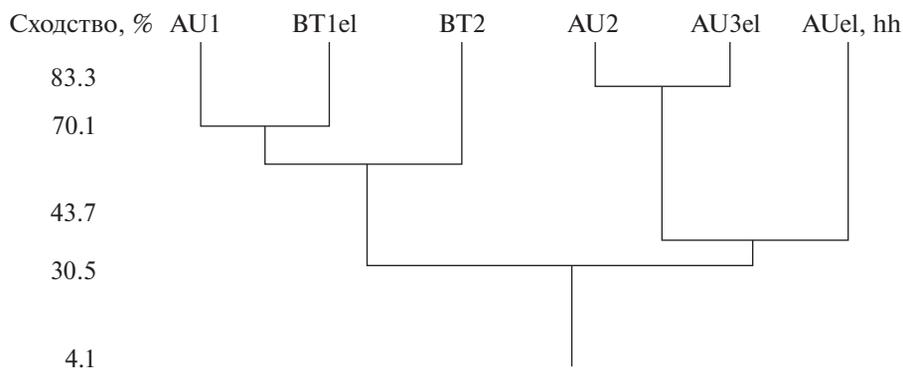


Рис. 4. Дендрограмма сходства генетических горизонтов темно-серой почвы с ВГГ по форме пор  $d = 0.1–2$  мм.

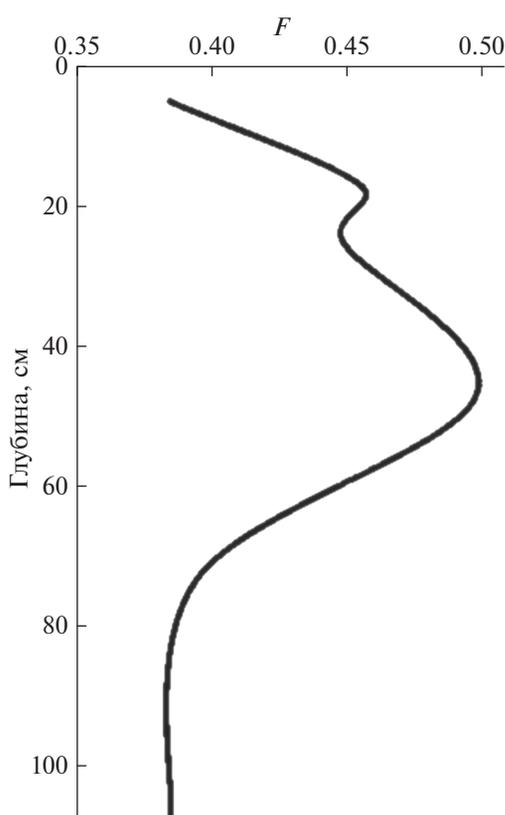


Рис. 5. Профильное распределение средних арифметических значений фактора формы  $F$  для пор  $d = 0.1–2$  мм в темно-серой почве с ВГГ.

профиле горизонтом, поровое пространство которого характеризуется средними значениями фактора формы  $F = 0.5$  (рис. 5).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют заключить, что качественные и количественные томографические данные о мезопорах и тонких мак-

ропорах  $d = 0.03–2$  мм являются информативными показателями структурной организации темно-серой лесной почвы с ВГГ. Для пор данного размера профильные распределения открытой и общей томографической пористости позволяют разделить профиль почвы на 3 части: рыхлую (0–30 см), уплотненную (30–60 см) и плотную (глубже 60 см). Горизонт ВГГ расположен в пределах средней части (30–60 см) и занимает среднее положение по величинам общей и открытой томографической пористости. Закрытая томографическая пористость имеет низкие значения во всех агрегированных горизонтах, включая ВГГ. Сопоставление величин закрытой томографической пористости в процентах от объема образца и в процентах от общей томографической пористости выявило двойственную природу ВГГ: по первому показателю он мало отличается от горизонта AU3el, а по второму приближается к горизонту BT1el.

Срединное положение данного ВГГ в текстурно-дифференцированном профиле исследованной почвы позволяет сравнить его с переходным горизонтом BEL дерново-подзолистых почв. Оба эти горизонта расположены на границе элювиальной и иллювиальной толщи почвы в зоне утяжеления гранулометрического состава, что позволяет ожидать некоторого сходства их структурного состояния и строения тонких почвенных макропор ( $d = 0.1–2$  мм). Однако этого не было обнаружено.

Ранее показано, что в дерново-подзолистой почве по данным кластерного анализа сходство гранулометрического состава горизонта BEL с горизонтом BT1 выражено сильнее, чем с горизонтами AU, AEL, EL (46 и 35% соответственно) [10 (рис. 4, 1)]. При этом утяжеление гранулометрического состава не мешает формированию в горизонте BEL структуры с элементами пластинчатости (в белесых облепченных фрагментах) и плитчатости (в бурых утяжеленных фрагментах). Благодаря такой структурной организации форма

и ориентация тонких почвенных макропор в горизонте ВЕL имеет высокий уровень сходства с горизонтами ЕL и АЕL (80–86%). В то время как уровень сходства с текстурными горизонтами не превышает 30–40% [10 (рис. 4, III)].

В горизонте ВГГ наблюдается другая ситуация. По гранулометрическому составу ВГГ близок скорее к гумусовым горизонтам АU2 и АU3el (уровень сходства 45%), чем к текстурным горизонтам (сходство 31%). Что касается формы почвенных пор, то по этому показателю ВГГ не имеет существенного сходства ни с современными гумусовыми, ни с текстурными горизонтами профиля. Данная особенность ВГГ связана с обилием морфонов, имеющих четко выраженную зернисто-комковатую структуру. Если для современных гумусовых горизонтов характерна склонность к угловато-плитчатому (горизонт АU1) и угловато-блоковому (горизонты АU2 и АU3el) строению агрегатов и их агломератов, для которых специфично обилие вытянутых изрезанных пор с  $F \leq 0.4$ , то в горизонте ВГГ более половины тонких макропор представлено изометричными изрезанными порами упаковки зернисто-комковатых агрегатов. Благодаря этому в исследованной почве ВГГ является единственным горизонтом, в котором среднее арифметическое значение фактора формы  $F$  для пор  $d = 0.1–2$  мм достигает величины  $F = 0.5$ . Полученные данные позволяют говорить о специфичности структуры и порового пространства ВГГ в темно-серых почвах. Следует также подчеркнуть, что для морфологической диагностики порово-структурного состояния почвы форма пор более информативна, чем их томографические объемы, которые, как и любые другие объемные показатели, не несут информации о геометрии пор и агрегатов. Применительно к исследованной почве важно отметить, что отличие ВГГ от современных гумусовых горизонтов по форме тонких макропор можно расценивать как дополнительный аргумент в пользу реликтового происхождения второго гумусового горизонта.

#### БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность старшему научному сотруднику отдела генезиса, географии, классификации и цифровой картографии почв ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева” к. с.-х. н. С.Ф. Хохлову за помощь в подготовке и описании почвенного разреза.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19–29–05112 мк) с привлечением оборудования Центра коллективного пользования оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” ФГБНУ

ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева” (рег. номер 441994, <https://ckp-rf.ru/ckp/441994/>).

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Воронин А.Д.* Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 204 с.
2. *Железова А.Д., Кутовая О.В., Дмитренко В.Н., Тхакахова А.К., Хохлов С.Ф.* Оценка количества ДНК разных групп микроорганизмов в генетических горизонтах темно-серой почвы // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. № 78. С. 87–98.
3. *Иванов А.Л., Шейн Е.В., Скворцова Е.Б.* Томография порового пространства почв: от морфологической характеристики к структурно-функциональным оценкам // Почвоведение. 2019. № 1. С. 61–69. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19010064>
4. *Карпачевский Л.О.* Динамика свойств почвы. М.: ГЕОС, 1997. 169 с.
5. *Карпачевский Л.О.* Особенности формирования среднерусской полосы // История и современность. 2012. № 1(15). С. 147–154.
6. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
7. *Ларионов А.К.* Методы исследования структуры грунтов. М.: Недра, 1971. 200 с.
8. *Макеев А.О.* Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины // Доклады по экологическому почвоведению. 2006. Т. 3. № 4. С. 1–468.
9. *Скворцова Е.Б.* Изменение геометрического строения пор и агрегатов как показатель деградации структуры пахотных почв // Почвоведение. 2009. № 11. С. 1345–1353.
10. *Скворцова Е.Б., Рожков В.А., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Хохлов С.Ф., Хайдапова Д.Д., Ключева В.В., Юдина А.В.* Микротомографический анализ порового пространства целинной дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1328–1336. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16110095>
11. *Baniya A., Kawamoto K., Saito T., Komatsu T., Hamamoto S., Sakaki T., Müller K., Moldrup P.* Linking pore network structure derived by microfocus X-ray cT to mass transport parameters in differently compacted loamy soils // Soil Research. 2019. V. 57. № 6. P. 642–656. <https://doi.org/10.1071/SR18186>
12. Bruker Micro-CT software support. 2018. Available at <https://www.bruker.com/service/support-upgrades/software-downloads/micro-ct.html> [verified 4 April 2019].
13. *Gerke K.M., Korostilev E.V., Romanenko K.A., Karsaniina M.V.* Going submicron in the precise analysis of soil structure: A FIB-SEM imaging study at nanoscale // Geoderma. 2020. V. 383. Art. 114739. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114739>
14. *Helliwell J., Sturrock C., Grayling K., Tracy S., Flavel R., Young I. et al.* Applications of X-ray computed tomog-

- raphy for examining biophysical interactions and structural development in soil systems: a review // *Eur. J. Soil Sci.* 2013. V. 64. P. 279–297.  
<https://doi.org/10.1111/ejss.12028>
15. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 2014. 181 p.
  16. Kumi F., Mao H.P., Hu J.P., Ullah I. Review of applying X-ray computed tomography for imaging soil-root physical and biological processes // *Int. J. Agric. Biol. Eng.* 2015. V. 8(5). P. 1–14.  
<https://doi.org/10.3965/j.ijabe.20150805.1490>
  17. Mady A.Y., Shein E.V., Skvortsova E.B., Abrosimov K.N. Evaluate the Impact of Porous Media Structure on Soil Thermal Parameters Using X-Ray Computed Tomography // *Eurasian Soil Science.* 2020. V. 53. № 12. P. 1752–1759.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229320120066>
  18. Maenhout P., Van den Bulcke J., Van Hoorebeke L., Cnudde V., De Neve S., Sleutel S. Nitrogen Limitations on Microbial Degradation of Plant Substrates Are Controlled by Soil Structure and Moisture Content // *Front Microbiol.* 2018. V. 9. P. 1433.  
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2018.01433>
  19. Romanenko K.A., Skvortsova E.B., Rozhkov V.A. Form and orientation of soil pores as indicators of a structural soil organization // *IOP Conference Series.* 2019. V. 368. № 012041. P. 1–7.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012041>
  20. Taina I.A., Heck R.J., Elliot T.R. Application of X-ray computed tomography to soil science: A literature review // *Can. J. Soil Sci.* 2008. V. 88(1). P. 1–19.  
<https://doi.org/10.4141/CJSS06027>

## Spatial Organization of Pores in Dark Gray Soil with a Second Humus Horizon (Tomographic Analysis)

E. B. Skvortsova<sup>1,\*</sup>, K. N. Abrosimov<sup>1</sup>, V. N. Shchepot'ev<sup>1</sup>, and V. N. Dmitrenko<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: eskvora@mail.ru*

A quantitative morphological study of pores in a dark gray soil with a second humus horizon (Luvic Retic Greyzem Phaeozem (Loamic) [14]) of the Kashira raion of the Moscow oblast was performed. The aim of the work was to establish the specific features of the spatial organization of soil pores as new diagnostic features of polygenetic soils with a second humus horizon (SHH) on the territory of the East European Plain. The studies were carried out using a laboratory microtomograph Bruker SkyScan 1172 (Dokuchaev Soil Science Institute). It is shown that for the diagnostics of the pore-structural state of the second humus horizon, the level of mesopores and fine macropores is more informative than the level of coarse macropores. In the pore range  $d = 0.03\text{--}2$  mm, the analysis of closed tomographic porosity revealed the dual nature of the second humus horizon: in terms of the volume of closed pores in the sample, it differs little from the AU3 horizon, and in the proportion of closed pores in the pore space it approaches the BT1 horizon. The diagnostic significance of the shape of soil pores has been confirmed. It was revealed that in the second humus horizon, more than half of the pores  $d = 0.1\text{--}2$  mm are represented by isometric sinuous packing pores of crumb-granular aggregates. Due to this, the arithmetic mean value of the form factor  $F$  for thin macropores in this horizon reaches  $F = 0.5$ . The difference between SHH and modern humus horizons in the shape of thin macropores can be regarded as an additional argument in favor of the relic origin of the second humus horizon.

*Keywords:* polygenetic soils, soil porosity, pore shape, pore shape factor, pore micromorphometry

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРОДСКИХ ПОЧВ

УДК 631.43

### ОСОБЕННОСТИ АГРЕГАТНОГО СОСТАВА В СВЯЗИ С СООТНОШЕНИЕМ УГЛЕРОДА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И КАРБОНАТОВ В ПОЧВАХ РОСТОВСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ

© 2021 г. С. С. Тагивердиев<sup>а</sup>, О. С. Безуглова<sup>а, \*</sup>, С. Н. Горбов<sup>а</sup>,  
П. Н. Скрипников<sup>а</sup>, Д. А. Козырев<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Южный федеральный университет, Стачки, 194/1, Ростов-на-Дону, 344090 Россия

\*e-mail: lola314@mail.ru

Поступила в редакцию 26.01.2021 г.

После доработки 05.04.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Цель исследования – изучение трансформации почвенной структуры при урбопедогенезе и оценка связи между размерами агрегатов и содержанием углерода органического вещества и карбонатов. Исследовали почвы Ростовской агломерации, сравнивали состав агрегатов в черноземах миграционно-сегрегационных (Calcic Chernozems) и урбостратоземах на погребенных черноземах (Urbic Technosol). Агрегатный состав определяли методом Саввинова, содержание углерода – на приборе TOC-L CPN Shimadzu. Для установления различий в составе агрегатов разных генетических горизонтов выполнен расчет критерия Стьюдента и графический анализ доли структурных фракций в зависимости от содержания органического и неорганического углерода, сглаженных методом наименьших квадратов. Установлено, что доля воздушно-сухой фракции >10 мм в горизонтах урбик и в погребенных горизонтах достоверно увеличивается на 30% и больше. Это происходит за счет уменьшения доли фракций в диапазоне 7–0.5 мм. Достоверные различия в содержании водостойчивых фракций отмечены только в паре AU–[AU]: в погребенном горизонте уменьшается доля водостойчивых агрегатов размерностью >3 и 2–1 мм, и значительно возрастает вклад агрегатов 0.5–0.25 мм. Вероятно, эти изменения обусловлены предшествовавшим погребению урбаногенным распылением структуры. Распределение агрегатов по фракциям не связано с содержанием органического и неорганического углерода. Однако для каждой структурной фракции имеются области значений содержания органического и неорганического углерода, в которых сокращается интенсивность структурообразования. Это проявляется резким уменьшением содержания фракции в погребенных профилях относительно нативных.

**Ключевые слова:** структурно-агрегатный состав почв, чернозем миграционно-сегрегационный (Calcic Chernozems), урбостратозем (Urbic Technosol), антропогенная трансформация почв, органический углерод почв

**DOI:** 10.31857/S0032180X21090124

#### ВВЕДЕНИЕ

С ростом урбанизации возрастает актуальность всестороннего изучения урбопедогенеза и в целом антропогенной трансформации почв [15, 28]. Структурно-агрегатный состав почвы – свойство, которое представляется результатом сложной системы взаимодействий, при этом он определяет водно-воздушный, температурный режимы почв, влияет на микробиологическую активность почв и обеспечивает доступность питательных элементов для растений [3, 21, 31, 32]. Процесс урбопедогенеза сопровождается снижением способности почвы выполнять свои экологические функции, прежде всего, в части поглощения и нейтрализации поллютантов различного рода, препятствия перемещению их в сопредельные среды и за-

грязнению почв сельхозугодий, прилегающих к городским границам [1, 12, 30]. Исходя из этого, изучение трансформации структуры почвы под влиянием урбопедогенеза – актуальная задача современного почвоведения.

Цель исследования – сравнить соотношение структурных фракций в различных горизонтах черноземов миграционно-сегрегационных и урбостратоземов на черноземах в Ростовской агломерации и выяснить роль углерода в процессах структурообразования.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследование проводили на территории Ростовской агломерации, самой крупной на юге

России, центром которой является город Ростов-на-Дону. Объектами выступили почвы разной степени трансформации, среди которых выделены черноземы миграционно-сегрегационные (Calcic Chernozems (Loamic, Pachic) городских рекреационных зон, трансформация которых минимальна, либо отсутствует, и урбостратоземы на черноземах (Urbic Technosol) [19, 26, 34]. Следует отметить, что большая часть территории Ростова-на-Дону, Аксая и прилегающих поселков располагается на водоразделах Приазовской равнины и пологих склонах надпойменных террас правого берега Дона.

В изученную выборку почвенных типов включены разрезы, приуроченные к водораздельным частям с мощным плащом (до 20 м) четвертичных лёссовидных суглинков, залегающих на морских неогеновых отложениях [6, 9, 10]. Всего заложено 35 разрезов, статистический анализ включал данные по 196 горизонтам.

Методологический подход предполагал разделение разрезов на выборки по генетическим горизонтам AU – темногумусовые, BSA – аккумулятивно-карбонатные, C – почвообразующая порода и их погребенные аналоги [AU], [BSA], [C] с дальнейшим сопоставлением их между собой. Горизонты урбик сгруппировали в два кластера по гранулометрическому составу: тяжелые URt – с содержанием частиц <0.01 мм 40–60%, и легкие URл – с содержанием частиц этой же размерности 10–40%. В основу такого разделения положен генезис горизонтов урбик: тяжелые горизонты образованы из материала естественных черноземов, легкие – в большей степени из привнесенного субстрата, так как для нативных черноземов содержание частиц размерностью <0.01 мм лежит в пределах 60–70% [6, 7].

Структурное состояние определяли методом Саввинова, который включает последовательное просеивание на ситах с разным диаметром ячеек образца почвы в сухом состоянии (сухое просеивание), а затем в воде (мокрое просеивание) [8].

Общий (ТС), неорганический (IC) и органический углерод (ТОС) определяли в общем образце почвы на анализаторе углерода TOC-L CPN Shimadzu в приставке для сухих образцов SSM-5000A. Анализ основан на высокотемпературном каталитическом сжигании пробы и последующем детектировании выделившегося углекислого газа. Анализ проходит в два этапа: общий углерод определяется путем сжигания пробы при температуре 900°C, неорганический – при 200°C с добавлением ортофосфорной кислоты. Органический углерод определяли путем вычета из общего – неорганического [35].

Статистический анализ включал в себя расчет и оценку критерия Стьюдента для выявления достоверных различий в содержании структурных фракций между горизонтами [14]. Поскольку при-

менение регрессионного анализа для установления связей между изучаемыми показателями не дало результата, был проведен графический анализ взаимосвязи содержания отдельных структурных фракций с органическим и неорганическим углеродом, интерполированных методом наименьших квадратов в программе STATISTICA. Такой анализ дает возможность отследить изменение связей структуры почв с органическим и неорганическим углеродом.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 1 приведены результаты статистической обработки данных по агрегатному составу (сухое просеивание) отдельных генетических горизонтов почв Ростовской агломерации. Анализ результатов по урбиковым горизонтам показал, что специфической для них является крупноореховатая фракция (>10 мм [18]), доля которой по сравнению с нативными почвами больше как в тяжелых горизонтах (критерий Стьюдента для пары сравнения URt–AU = 5.1 при  $n = 69$ ;  $P = 0.05$ ;  $t_{кр} = 1.99$ ), так и в легких (критерий Стьюдента для пары сравнения URл–AU = 4.3 при  $n = 64$ ;  $P = 0.05$ ;  $t_{кр} = 1.99$ ). При этом вклад зернистых фракций (3–2, 1–0.5 мм) в этих горизонтах уменьшается, а содержание фракций размерностью 0.5–0.25, <0.25 мм возрастает в горизонтах URл и уменьшается в горизонтах URt. Разница между горизонтами урбик и темногумусовыми горизонтами чернозема по структурным отдельностям этой размерности также статистически достоверна.

Изучение результатов структурного состава в городских почвах показало, что между агрегатным составом и количеством углерода прямые корреляции наблюдаются далеко не всегда. К примеру, содержание органического углерода в урбиковых горизонтах уступает только горизонтам AU, при этом содержание фракции >10 мм в урбиках достоверно больше относительно горизонтов AU, BSA и C. Такой эффект достигается за счет более высокой плотности горизонтов урбик [6], что связано с повышенной антропогенной нагрузкой на них. В то же время данные по фракции размерностью менее 0.25 мм, содержание которой в 2.6 раза больше в легких урбиковых горизонтах, объясняют большее количество органического углерода в этих почвах (табл. 2).

Многие авторы отмечают взаимосвязь содержания органического углерода со структурным состоянием почв [2, 4, 23, 27, 29]. Так, в некоторых почвах Британии обнаружены корреляции, которые указывают на увеличение доли агрономически ценных водоустойчивых фракций с ростом содержания органического углерода [33]. В то же время в черноземе обыкновенном Ростовской области в ходе трехлетнего эксперимента

**Таблица 1.** Содержание структурных фракций в генетических горизонтах почв Ростовской агломерации (сухое просеивание) (здесь и далее приведены значения  $M \pm m$ , где  $M$  – среднее арифметическое значение,  $m$  – ошибка среднего,  $n = 33-52$ )

Горизонт	Размер структурной фракции (мм), %								
	>10	10–7	7–5	5–3	3–2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	<0.25
URт	37.9 ± 4.3	11.3 ± 2.2	10.3 ± 2.0	12.3 ± 2.3	4.7 ± 0.8	10.8 ± 2.8	5.3 ± 1.3	3.5 ± 0.9	3.9 ± 0.9
URл	31.3 ± 5.7	9.7 ± 1.8	9.9 ± 1.8	10.8 ± 2.1	4.7 ± 1.1	8.2 ± 2.0	6.3 ± 1.3	9.1 ± 5.4	10.0 ± 3.5
AU	18.3 ± 2.6	10.4 ± 0.8	12.0 ± 0.6	16.8 ± 1.1	7.8 ± 0.9	14.4 ± 1.3	9.1 ± 0.8	5.8 ± 0.6	5.4 ± 0.7
[AU]	35.0 ± 3.5	9.4 ± 1.5	8.9 ± 1.5	11.2 ± 1.9	5.6 ± 1.1	10.0 ± 2.8	7.7 ± 1.3	5.9 ± 1.1	6.3 ± 1.0
BCA	18.8 ± 3.5	12.8 ± 1.2	12.8 ± 1.1	15.3 ± 1.5	6.9 ± 0.6	12.6 ± 1.4	8.4 ± 0.7	5.9 ± 0.7	6.5 ± 0.9
[BCA]	30.6 ± 4.6	12.0 ± 1.1	9.9 ± 1.2	11.8 ± 1.7	6.4 ± 1.0	9.4 ± 1.8	7.1 ± 0.9	5.9 ± 0.9	6.9 ± 1.0
C	20.7 ± 3.7	11.0 ± 1.4	10.6 ± 1.2	12.6 ± 1.2	6.7 ± 0.9	12.1 ± 1.7	9.5 ± 1.4	7.7 ± 1.1	9.1 ± 2.6
[C]	32.8 ± 3.4	11.1 ± 1.8	9.0 ± 0.8	10.9 ± 1.1	6.4 ± 1.3	9.3 ± 1.9	8.0 ± 1.3	5.7 ± 1.2	6.8 ± 1.1

**Таблица 2.** Среднее содержание органического и неорганического углерода в генетических горизонтах почв Ростовской агломерации и критерий Стьюдента ( $t_{кр} = 2-2.04$ ) для сравнения пар горизонтов

Показатель	Горизонт							
	AU	[AU]	BCA	[BCA]	C	[C]	URт	URл
<i>n</i> (выборка)	52		47		33		37	
ТОС	3.01 ± 0.33	1.31 ± 0.11	0.75 ± 0.14	0.73 ± 0.09	0.29 ± 0.07	0.27 ± 0.03	1.97 ± 0.39	2.44 ± 0.25
Критерий Стьюдента	4.1		0.2		0.4		0.8	
IC	0.23 ± 0.12	0.23 ± 0.07	1.41 ± 0.21	1.27 ± 0.15	1.87 ± 0.13	1.48 ± 0.06	0.50 ± 0.11	0.59 ± 0.13
Критерий Стьюдента	0.9		0.8		3.5		0.6	

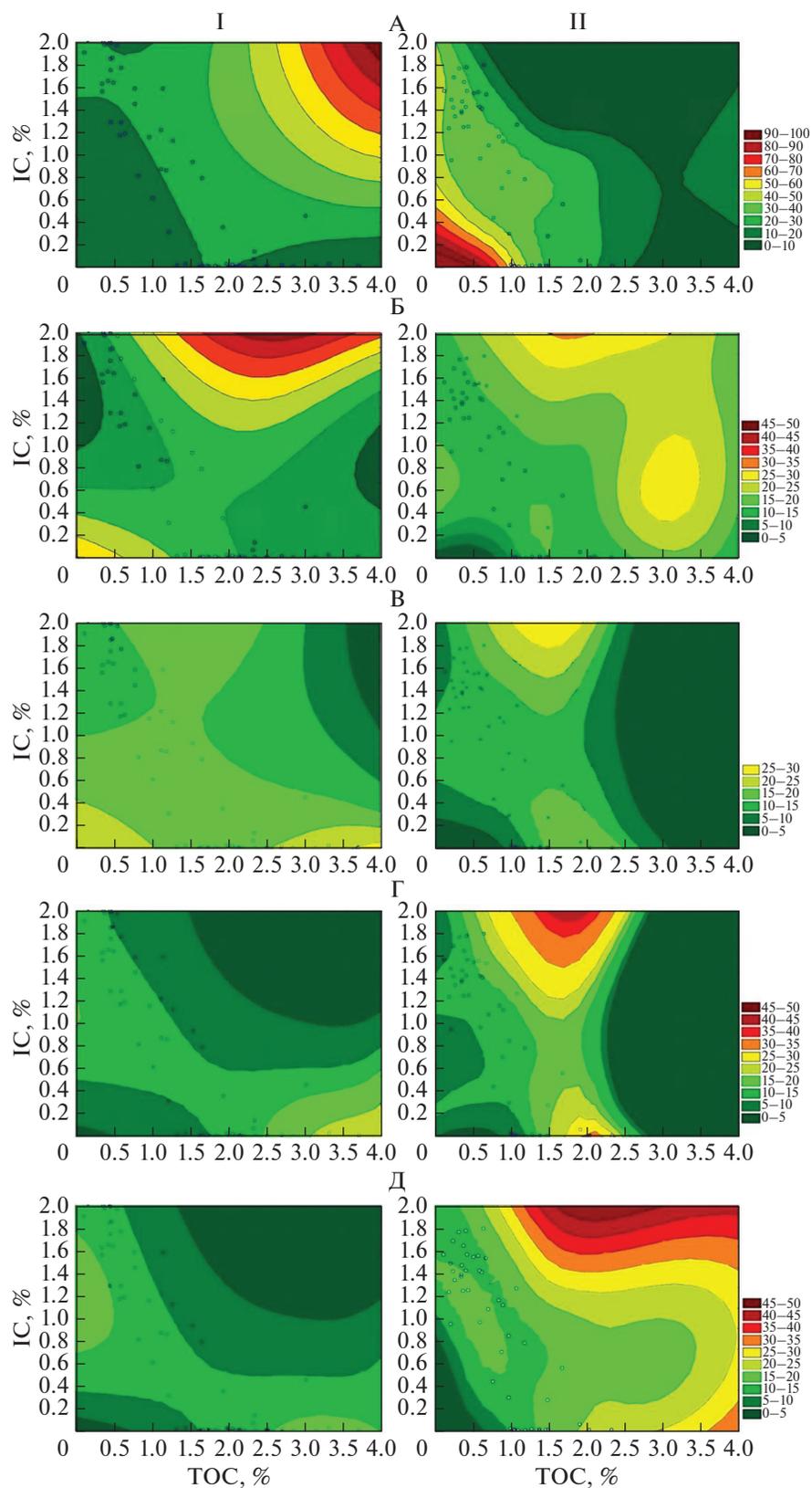
**Таблица 3.** Среднее содержание структурных фракций в генетических горизонтах почв Ростовской агломерации (мокрое просеивание)

Группа	Размер структурной фракции (мм), %					
	>3	3–2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	<0.25
URт	12.1 ± 3.7	3.6 ± 1.9	8.8 ± 1.8	11.3 ± 1.5	17.5 ± 3.6	46.7 ± 4.4
URл	15.2 ± 3.3	2.9 ± 1.7	8.7 ± 1.3	8.8 ± 1.1	22.8 ± 2.0	41.6 ± 4.1
AU	15.7 ± 3.2	4.5 ± 0.8	12.3 ± 1.5	14.1 ± 1.2	15.2 ± 1.9	38.2 ± 3.8
[AU]	7.3 ± 2.5	4.5 ± 1.9	9.4 ± 1.6	14.6 ± 2.1	21.9 ± 2.5	42.3 ± 3.2
BCA	4.6 ± 2.1	2.8 ± 1.6	8.5 ± 1.1	13.9 ± 2.5	19.4 ± 2.0	50.8 ± 3.3
[BCA]	3.1 ± 0.8	3.5 ± 1.9	9.5 ± 1.8	13.1 ± 2.6	20.2 ± 2.6	50.6 ± 3.3
C	2.9 ± 1.2	1.6 ± 1.4	5.5 ± 1.0	6.5 ± 1.5	14 ± 2.6	69.5 ± 3.1
[C]	2.6 ± 1.1	3.6 ± 1.6	9.1 ± 1.1	8.5 ± 1.4	16.4 ± 3.7	59.8 ± 3.8

под люцерной было показано, что эти зависимости имеют сезонный характер и подвержены влиянию погодных условий. Если общая корреляция между содержанием водоустойчивых агрегатов (ВА) и валовым количеством органического углерода была очень слабой или отсутствовала, то осенью, с наступлением прохладной и дождливой погоды обнаруживалась прямая коррелятивная зависимость ВА от содержания гумуса ( $r = +0.512$ ), что обусловлено изменением его состава [4].

Мокрое просеивание (табл. 3) показало лучшую водоустойчивость агрегатов урбиковых горизонтов по сравнению с таковыми горизонтов

нативных и погребенных профилей, что также диссонирует с ожиданиями о качестве структурных отдельностей в урбопочвах. Вероятно, называется загрязнение поверхностных горизонтов ароматическими углеводородами нефтепродуктов, что весьма характерно для городских почв, особенно прилегающих к улицам с напряженным автомобильным трафиком [16, 17, 22, 24]. Органическим веществам поллютантов ароматической природы присущи преимущественно гидрофобные свойства [25], а согласно последним представлениям, гидрофобно-гидрофильные отношения в почве играют важнейшую роль в структурообразо-



**Рис. 1.** Изменение содержания воздушно-сухих фракций агрегатов: А – >10 мм; Б – 7–5 мм; В – 5–3 мм, Г – 2–1 мм, Д – 1–0.5 мм, в фазовых координатах содержания органического и неорганического углерода в нативном (I) и погребенном (II) профилях.

вании [20]. Если амфифильные органические вещества присоединяются своей гидрофильной частью к минеральной частице, а их гидрофобная часть взаимодействует с гидрофобными частями другой амфифильной органической частицы, то агрегат проявляет устойчивость к разрушающему действию воды [32].

Погребение черноземов под урбаногенными наслоениями накладывает отпечаток и на состояние водоустойчивости агрегатов. В группе горизонтов АU, по сравнению с [AU] достоверно больше содержание водоустойчивых агрегатов размером  $>3$  и  $2-1$  мм (критерий Стьюдента соответственно равен 2.4 и 2, при  $n = 67$ ;  $P = 0.05$ ;  $t_{кр} = 1.99$ ), и меньше содержание фракции  $0.5-0.25$  мм. В срединных и глубоких горизонтах ВСА – [ВСА] и С – [С] достоверные различия в состоянии водоустойчивых фракций не обнаружены.

Различные виды регрессионного анализа (линейная, логарифмическая, квадратичная, множественная) не дали надежных уравнений и описать взаимосвязи органического и неорганического углерода с агрегатным составом почв не представляется возможным. Величина коэффициента детерминации  $R^2$  не превышает значение 0.2, что говорит о низком влиянии углерода на содержание структурных фракций.

Нужно отметить, что регрессионная модель в условиях урбопедогенеза не может описать сложные взаимосвязи, существующие в системе содержание структурной фракции – содержание углерода, которые согласно данным многих исследований наблюдаются в естественных почвах [2, 4, 23, 27, 29, 33].

Для визуальной оценки этих связей провели графический анализ изоплет содержания фракции агрегатов в фазовой плоскости в координатах содержания органического и неорганического углерода в почве, интерполированных методом наименьших квадратов (рис. 1). Такой подход позволил сделать вывод о значительном преобразовании связей в результате погребения. Доля крупноореховатой фракции ( $>10$  мм) в профиле нативного чернозема (рис. 1, А-I) возрастает с одновременным ростом содержания углерода, в погребенном профиле – зависимости диаметрально противоположные (рис. 1, А-II). Для погребенных профилей график в широком диапазоне значений органического (1.5–3%) и неорганического (1.4–2%) углерода показал близкое к нулю содержание фракции, при этом наблюдается более резкий рост содержания фракции после плато в области 23–30%.

На рис. 1, Б показаны взаимосвязи между изучаемыми показателями и количеством агрегатов диаметром 7–5 мм. В нативном и погребенном профиле пик содержания фракции этой размерности находится в области высоких значений органического и неорганического углерода. Однако

в области низких значений ТОС и ИС графики различаются: в нативном профиле наблюдается постепенный рост, в погребенном профиле – резкое снижение.

Рис. 1, В описывает матрицу связей для фракции 5–3 мм. В погребенном профиле можно выделить ось высокого содержания фракции на уровне 1.5–2% ТОС и на протяжении всех значений ИС. В обе стороны от этой оси содержание фракции уменьшается, более резко – в сторону повышения ТОС. В нативном профиле тоже имеется такая ось, однако график более плавный, а при низком содержании неорганического углерода отмечается увеличение содержания фракции.

Графики на рис. 1, В (5–3 мм) и Г (2–1 мм) схожи между собой. Прослеживаются одинаковые закономерности смещения максимумов и минимумов содержания фракций при погребении.

На рис. 1, Д (1–0.5 мм) также видны резкие деформации взаимосвязей структурно-агрегатная фракция – органический углерод – неорганический углерод в погребенных горизонтах. В нативных профилях наблюдается постепенный выход на плато, в области совместных минимальных и максимальных значений отмечено уменьшение содержания фракций.

Можно отметить, что погребение почвенного профиля приводит к изменению характера взаимосвязей: структурно-агрегатная фракция – органический углерод – неорганический углерод. Чаще всего появляется множество пиков, общая форма графика значительно усложняется, проявляются области резкого уменьшения содержания фракций по сравнению с аналогичной фракцией в нативном черноземе, но сохраняются и схожие черты. Реже, для крупных фракций, форма графика противоположна. Разница обусловлена в первую очередь снижением общего количества органического углерода, особенно составляющих его лабильных веществ: углеводов, белков, водорастворимого гумуса [5, 10, 12] в погребенных профилях. Имеются работы, показывающие, что именно эти вещества играют существенную роль на начальных этапах структурообразования [2, 26]. Можно выдвинуть предположение, что в областях резкого уменьшения содержания фракций в фазовых плоскостях соотношения содержания органического и неорганического углерода погребенных почв, интенсивность структурообразования снижается, при этом для разных структурных фракций эти области уникальны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На уровне макроструктуры явным признаком урбопедогенеза является возрастание доли воздушно-сухой фракции  $>10$  мм как в горизонтах урбик, так и в погребенных горизонтах. По ито-

гам сухого просеивания разница между урбиковыми горизонтами тяжелыми (URt) и легкими (URл) заключается в большем содержании фракций 0.5–0.25 и <0.25 мм в легких горизонтах. Структура горизонтов урбик не проявляет стандартных связей с содержанием органического и неорганического углерода. Вероятно, в большей степени на процессы структурообразования в них влияют гранулометрический состав, уплотнение, наличие гидрофобных поллютантов.

Погребенная часть профиля урбопочв относительно нативных почв имеет тенденцию к увеличению содержания крупноореховатой фракции за счет доли агрономически ценных агрегатов размером 7–5, 5–3, 2–1, 1–0.5 мм. Водоустойчивость структуры – более стабильный показатель. Так, в сравнениях нативных и погребенных горизонтов обнаружено достоверное увеличение в погребенных темногумусовых горизонтах содержания фракции 0.5–0.25 мм за счет сокращения содержания агрегатов размерностью >3 и 2–1 мм.

Регрессионные модели не подходят для описания влияния разного углерода на содержание структурных фракций.

Графический анализ содержания структурной фракции в связи с содержанием органического и неорганического углерода, интерполированных методом наименьших квадратов, показал преобразование взаимосвязей в результате погребения. Выдвинуто предположение, что для каждой структурной фракции имеются свои области значений в фазовой плоскости соотношения содержания органического и неорганического углерода нативных почв, в которых происходит интенсивное структурообразование. В погребенных профилях, напротив, наблюдаются области резкого уменьшения содержания структурных фракций по сравнению с аналогичными горизонтами нативных почв.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках госзадания (Южный федеральный университет, проект № 0852-2020-0029) с использованием оборудования ЦКП “Биотехнология, биомедицина и экологический мониторинг” и ЦКП “Высокие технологии” Южного федерального университета. Исследование органического вещества выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-34-90085.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азовцева Н.А., Смагин А.В.* Динамика физических и физико-химических свойств городских почв при использовании солевых противогололедных средств // Почвоведение. 2018. № 1. С. 118–128.
2. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
3. *Барбер С.А.* Биологическая доступность питательных веществ в почве. Механистический подход. М.: Агропромиздат, 1988. 376 с.
4. *Безуглова О.С.* Гумусное состояние почв юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦВШ, 2001. 228 с.
5. *Безуглова О.С.* Погребенные почвы урболандшафтов и особенности их изучения // Состав и свойства почв и палеопочв разных условий формирования и методы их изучения. Новосибирск–Алтайский край, 1–6 августа 2018. Новосибирск, 2018. С. 13–16.
6. *Безуглова О.С., Тагивердиев С.С., Горбов С.Н.* Физические характеристики городских почв Ростовской агломерации // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1153–1159.
7. *Безуглова О.С., Хырхырова М.М.* Почвы Ростовской области. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального ун-та, 2008. 352 с.
8. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
9. Геология СССР: Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание / Под ред. Ф.А. Белова. М.: Недра, 1969. Т. 46. 666 с.
10. *Горбов С.Н.* Генезис, классификация и экологическая роль городских почв европейской части юга России (на примере Ростовской агломерации). Дис. ... докт. биол. н. М., 2018. 488 с.
11. *Горбов С.Н., Безуглова О.С.* Специфика органического вещества почв Ростова-на-Дону // Почвоведение. 2014. № 8. С. 953–962.
12. *Горбов С.Н., Безуглова О.С., Абросимов К.Н., Скворцова Е.Б., Тагивердиев С.С., Морозов И.В.* Физические свойства почв Ростовской агломерации // Почвоведение. 2016. № 8. С. 964–974.
13. *Дергачева М.И., Зыкина В.С.* Органическое вещество ископаемых почв. Новосибирск, 1988. 128 с.
14. *Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении М.: Кн. дом “Либроком”, 2010. 336 с.
15. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Сохранение почв как незаменимого компонента биосферы. М.: Наука/Интерпериодика, 2000. 185 с.
16. *Дубровская С.А.* Эколого-геохимическая характеристика загрязнения городских почв тяжелыми металлами и нефтепродуктами // Изв. Оренбургского гос. аграрного ун-та. 2013. № 1(39). С. 167–169.
17. *Завгородняя Ю.А., Бочарова Е.А., Кольцов Е.И.* Определение уровня загрязнения почв углеводородами методом автоматизированной ускоренной экстракции в субкритических условиях // Экология и промышленность России. 2012. № 2. С. 30–33. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2012-2-30-33>
18. *Захаров С.А.* Курс почвоведения. М.–Л., 1931. 550 с.
19. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

20. Милановский Е.Ю. Гумусовые вещества как система гидрофобно-гидрофильных соединений. Дис. ... д. б. н. М., 2006. 96 с.
21. Най П.Х., Тинклер П.Б. Движение растворов в системе почва–растение. М.: Колос, 1980. 365 с.
22. Наумова Н.Б. К вопросу об определении содержания органического углерода в почве // Почвы и окружающая среда. 2018. № 1(2). С. 98–103.
23. Научные основы предотвращения деградации почв (земель) сельскохозяйственных угодий России и формирования систем воспроизводства их плодородия в адаптивно-ландшафтном земледелии. Т. 1. Теоретические и методические основы предотвращения деградации почв (земель) сельскохозяйственных угодий. Коллективная монография. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2013. 756 с.
24. Околелова А.А. Нефтепродукты в почве и особенности их учета // Современное состояние черноземов. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального ун-та, 2018. Т. 2. С. 150–158.
25. Околелова А.А., Безуглова О.С., Кастерина Н.Г. Нефтепродукты в почве. Терминология и проблемы учета // Живые и биокосные системы. 2013. № 4. <http://www.jbks.ru/archive/issue-4/article-16>
26. Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С., Бахматова К.А., Гольева А.А., Горбов С.Н., Жарикова Е.А., Матиян Н.Н., Наквасина Е.Н., Сивцева Н.Е. Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164.
27. Семенов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
28. Трифонова Т.А., Мищенко Н.В., Будаков Д.А. Использование информационно-аналитической системы в почвенно-экологических исследованиях // Почвоведение. 2007. № 1. С. 23–30.
29. Хан Д.В. Органо-минеральные соединения и структура почвы // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М.: Наука, 1969. 142 с.
30. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Фарходов Ю.Р., Белобров В.П., Юдин С.А., Айдиев А.Я., Лазарев В.И., Фрид А.С. Изменение соотношения фракций агрегатов в гумусовых горизонтах черноземов в различных условиях землепользования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 184–193.
31. Хэнкс Р.Дж., Ашкрофт Дж.Л. Прикладная физика почв. Влажность и температура почвы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 151 с.
32. Шейн Е.В., Верховцева Н.В., Быкова Г.С., Пашкевич Е.Б. Агрегатообразование в каолиновой суспензии при микробиологической модификации поверхности глины // Почвоведение. 2020. № 3. С. 351–357.
33. Chaney K., Swift R.S. The influence of organic matter on aggregate stability in some British soils // J. Soil Sci. 1984. V. 35. P. 223–230.
34. IUSS Working Group WRB. (2014): World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 181 p.
35. Tagiverdiev S.S., Gorbov S.N., Bezuglova O.S., Skripnikov P.N. The content and distribution of various forms of carbon in urban soils of southern Russia on the example of Rostov agglomeration // Geoderma Regional. 2020. V. 21.

## Aggregate Composition as Related to the Distribution of Different Forms of Carbon in Soils of the Rostov Agglomeration

S. S. Tagiverdiev<sup>1</sup>, O. S. Bezuglova<sup>1,\*</sup>, S. N. Gorbov<sup>1</sup>, P. N. Skripnikov<sup>1</sup>, and D. A. Kozyrev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Southern Federal University, Rostov-on-Don, 344090 Russia

\*e-mail: lola314@mail.ru

The aim of the study was to investigate the transformation of soil structure during urban pedogenesis and to assess the relationship between the size of aggregates and the content of various forms of carbon. The soils of Rostov agglomeration were studied. We compared the composition of aggregates in Calcic Chernozems and Urbic Technosols. The aggregate structure was determined by the Savvinov method, and the carbon content was analyzed on a TOC-L CPN Shimadzu spectrometer. In order to establish differences in the composition of the aggregates of different genetic horizons, we calculated Student's criterion and graphical analysis of the percentage of structural fractions depending on the content of organic and inorganic carbon, interpolated by the least square's method. It was found that the percentage of air-dry fraction > 10 mm in the urbic and buried horizons increases reliably by 30% or more. It occurs by reducing the proportion of fractions in the range of 7–0.5 mm. Significant differences in the content of water-resistant fractions were observed only in the AU-[AU] pair: in the buried horizon, the fraction of water-resistant aggregates > 3 and 2–1 mm decreases, and the contribution of 0.5–0.25 mm aggregates increases significantly. It is possibly due to the pre-burial urban dispersion of structure. The fractional distribution of aggregates is not related to the content of organic and inorganic carbon. However, for each structural fraction, there are areas of values of these forms of carbon, in which the intensity of structure formation decreases. It is shown graphically by a sharp decrease in the content of the fraction in the buried profiles relative to the native ones.

*Keywords:* aggregate, Calcic Chernozems, Urbic Technosol, anthropogenic transformation, soil organic carbon

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРОДСКИХ ПОЧВ

УДК 631.4

### КАПИЛЛЯРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ПОЛИДИСПЕРСНЫХ СИСТЕМАХ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПОЧВЕННОМ КОНСТРУИРОВАНИИ

© 2021 г. А. В. Смагин<sup>a, b, c, \*</sup>, Н. Б. Садовникова<sup>a, b</sup>, Е. А. Беляева<sup>b</sup>,  
А. В. Кириченко<sup>a</sup>, В. Н. Кривцова<sup>a</sup>

<sup>a</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Институт лесоведения РАН, ул. Советская, 21, Успенское, Московская обл., 143030 Россия

<sup>c</sup>Российский университет дружбы народов, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

\*e-mail: smagin@list.ru

Поступила в редакцию 08.02.2021 г.

После доработки 24.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Обсуждается капиллярный эффект в полидисперсных пористых системах почв и грунтов. Его количественная оценка основана на новой фундаментальной модели капиллярного подъема в зависимости от параметров дисперсности почвенных частиц, плотности сложения почвы и плотности ее твердой фазы, смачиваемости и количества прочносвязанной воды. В отличие от известного закона Жюрена, модель учитывает распределение частиц по размерам и изменение размера пор под влиянием плотности грунта. Модель адекватно предсказывает высоту капиллярного подъема как в искусственных монодисперсных пористых системах, так и в реальных почвах со спектрами частиц разного размера от 0.006 до 1 мм. Исследовано влияние природных и синтетических гидрофобизаторов на кинетику и предельную высоту капиллярного подъема. Приводятся результаты лабораторных и полевых исследований эффективности несовершенных – с гидравлической связью и совершенных – с эффектом ее разрыва капиллярных барьеров в сравнении с прогнозным моделированием в программе Hydrus-1D. Полученные результаты используются для оценки капиллярности в почвах и дизайна почвенных конструкций с капиллярными барьерами.

*Ключевые слова:* почвы и грунты, капиллярный подъем, гранулометрический состав, удельная поверхность, плотность сложения, кривые водоудерживания, гидрофобизация, краевые углы смачивания, капиллярные барьеры

DOI: 10.31857/S0032180X21090100

#### ВВЕДЕНИЕ

Капиллярность является одним из наиболее важных физических явлений в полидисперсных пористых системах почв и грунтов. Она контролирует водоудерживание, влагопроводность, прочность, пластичность, липкость, а также многочисленные экологические и технические функции и сервисы капиллярно-пористых систем [2–5, 8, 11, 15]. Особо значим точный расчет капиллярного поднятия для инженерного почвенного конструирования (интеллектуального почвенного дизайна) с целью оптимального водоснабжения растений, предотвращения вторичного засоления и загрязнения корневой зоны водорастворимыми веществами [6, 7, 9, 10]. Несмотря на важное значение капиллярности, ее количественная оценка для полидисперсных пористых сред разработана недостаточно хорошо. Известный закон Жюрена описывает капиллярный подъем в идеальной однородной системе с фиксированным размером

частиц или капилляров. Очевидно, это слишком грубое приближение для реальных полидисперсных пористых сред с переменной пористостью. Оценка равновесной капиллярности по кривым водоудерживания (ОГХ) со значениями модуля давления почвенной влаги выше 1 атм, заложенная в современных компьютерных софтах по моделированию движения влаги в распределенных пористых средах [22, 27, 30], является также проблемной и противоречит эмпирическим сведениям о конечной, определенной для каждой градации по гранулометрическому составу предельной высоте капиллярного подъема [4, 7]. Компьютерное моделирование дает в пределе равновесное распределение в форме самой ОГХ, то есть подъем воды на любую высоту, тогда как в природе высота капиллярного подъема конечна, и даже в самых тонкодисперсных почвах не превышает 4–6 м (модуль предельного капиллярного давления не более 60 кПа или 0.6 атм.) [2–4, 7, 15–17]. Эти проблемы определили актуальность и цель дан-

ной работы в виде экспериментального исследования и моделирования капиллярных эффектов в полидисперсных пористых средах в связи с их использованием и регуляцией в интеллектуальном почвенном дизайне. Задачи включали разработку и верификацию физически-обоснованной модели капиллярного подъема в почвах и грунтах, развивающей фундаментальный закон Жюрена, анализ основных факторов модели, контролирующих капиллярность и использование полученных результатов при проектировании почвенных конструкций с капиллярными барьерами. Новизна разработок и практическая значимость состояли в адекватном прогнозировании капиллярности по данным о гранулометрическом составе и плотности сложения полидисперсных пористых сред и материалов, возможности инженерного расчета капиллярных барьеров и влагоемкости в почвенных конструкциях, технологиях аккумуляции воды и блокирования вторичного засоления (техногенного загрязнения) плодородного слоя.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В работе задействована авторская база данных физических и физико-химических свойств евразийских почв, впервые опубликованная в работе [25] и дополненная последующими материалами [5–7, 23, 24, 26]. Она объединяет более 400 образцов различных текстурных классов (160 – пески, пылеватые пески и супеси, 110 – легкие и средние суглинки, 130 – тяжелые суглинки и глины) основных генетических горизонтов (A1, Ap, E, B, BC, C) разных типов почв Евразии (ареносоли (Arenosols) и бурые полупустынные (Xerosols), подзолы, дерново-подзолистые (Podzols, Podzoluvisols), серые и бурые лесные почвы (Phaeozems и Cambisols), черноземы, каштановые почвы (Chernozems, Kastanozems), солончаки, солонцы, солоды, вертисоли (Solonchaks, Solonetz, Solodic Planosols, Vertisols)), а также их композиций с природными и синтетическими почвообразователями (механоактивированный торф, акриловые гели, гидрофобизирующие агенты). Гранулометрический состав определялся классическим методом седиментации в стоячей воде [2, 15] и методом лазерной дифракции [18] с использованием анализатора размеров частиц Microtrac S-3000 (США). ОГХ оценивались методом равновесного центрифугирования на центрифугах ЦЛС-3, ЦЛН-16 (РФ), Hettich Universal 320 (Германия) в нашей модификации, учитывающей наряду с центробежной силой, действие гравитационного поля [5, 25].

Капиллярный подъем воды в лабораторных экспериментах с образцами представительной (243 образца) выборки песчаных, супесчаных, легко- и среднесуглинистых почв из Волгоградской, Ростовской, Оренбургской, Самарской, Читин-

ской обл., Ставропольского края, Якутии, Бурятии, Хакасии, Тувы, Украины, Эстонии, Венгрии, Румынии, ОАЭ (Дубаи), Бахрейна, Катара оценивался методом почвенных колонн [4, 15]. Прозрачные стеклянные или пластиковые колонки диаметром 0.5–1 см, высотой от 0.5 до 2 м равномерно заполняли высушенной на воздухе и просеянной через сито 1 мм почвой. Некоторые образцы обрабатывали гидрофобизаторами посредством импультверизации (аэрозоли) или пропитки (водные растворы) с последующей сушкой на воздухе, определением гигроскопической влажности и расчетом дозы почвомодификатора по разности масс твердой фазы до и после обработки. В качестве гидрофобных почвомодификаторов использовались: ацетоновый экстракт с нефтяными углеводородами (Салымское месторождение, РФ), бытовые препараты в виде аэрозолей “Chirton” (бутан, пропан, смесь восков, смесь силиконов, керосин, вода) и “Universal SMS Waterproof” (синтетические смолы, пропан, бутан), а также метилсиликат калия (торговая марка Софэксил®-40, www.sofex.ru). Воздушно-сухие образцы и их гидрофобизированные варианты в открытых сверху колонках устанавливались вертикально в пластиковые стаканы с дистиллированной водой, уровень которой поддерживался ручной компенсацией удаляющегося по мере капиллярного впитывания количества воды. Высота капиллярного подъема ( $h$ ) в зависимости от времени ( $t$ ) в прозрачных колонках определялась визуально с точностью 1 мм по прикрепленным вдоль колонок отрезкам металлической рулетки. Плотность твердой фазы ( $\rho_s$ ) оценивалась пикнометрически [2], а плотность сложения почвы ( $\rho_b$ ) – по соотношению массы твердой фазы образца и объема колонки. Для моделирования кинетики капиллярного подъема  $U = dh/dt$  был использован модифицированный закон Дарси в форме [5]:

$$\frac{dh}{dt} = K \left[ \frac{H_c}{h} - 1 \right], \quad (1)$$

где  $K$ , [см/мин] – коэффициент влагопроводности,  $H_c$ , [см] – равновесная (конечная) высота капиллярного подъема или эквивалентный напор капиллярного давления в см водного столба. В координатах  $x = 1/h$ ;  $y = U = dh/dt$ ; модель (1) преобразуется в линейное уравнение:  $y = mx - n$ , где  $m = KH_c$ ,  $n = K$ . После аппроксимации экспериментальных данных  $U(x)$  этим уравнением, конечная высота капиллярного подъема оценивалась по формуле [5]:

$$H_c = m/n. \quad (2)$$

Длительность экспериментов – неделя – для песков и супесей и 2–3 недели для суглинков – обеспечивала капиллярный подъем до  $0.7–0.9H_c$ .

Капиллярное рассасывание в слоистых системах исследовалось в стеклянных трубках  $3 \times 11$  см, заполненных пылевато-песчаной ареносолью (ОАЭ, Дубай, гор. А1) с прослоями акрилового гидрогеля (радиационнощитый технический полиакриламид [6]), низинного торфа (Тверская обл.), промышленно механоактивированного с целью измельчения и гомогенизации исходного сырья, и кварцевого щебня (2–3 мм). В этих экспериментах капиллярно насыщенный влагой слой почвы или ее композиции с 0.2% гидрогелем размещался в середине трубки над воздушно-сухой почвой или капиллярными барьерами из торфа и щебня и засыпался сверху пылевато-песчаной ареносолью. Происходящее под действием капиллярных сил рассасывание из увлажненного срединного слоя вверх и вниз оценивалось визуально с замером во времени в течение 2 сут расширения границы между влажной и сухой почвой.

Объем прочносвязанной адсорбированной (неподвижной) воды оценивался по изотермам сорбции водяного пара, полученным методом динамической газовой хроматографии [5, 24]. Согласно [24], точка перегиба изотерм сорбции водяного пара соответствует содержанию адсорбированной воды ( $W_a$ ) в почвенно-дисперсных системах. Все лабораторные эксперименты, кроме гранулометрии, проводились в трехкратной повторности с последующей статистической и математической обработкой данных в компьютерных программах MS Excel 2007 и S-Plot-11 по [1].

В полевых условиях высота капиллярного подъема определялась по границе капиллярной каймы над грунтовыми водами буровым или шурфовым методами [2, 4] на дерново-подзолистых супесчаных, легко и среднесуглинистых почвах (Московская область), средне- и тяжелосуглинистых черноземах (Липецкая область, Краснодарский край), пылевато-песчаных ареносолях (ОАЭ, Бахрейн) с уровнем залегания грунтовых вод от 1.5 до 3.4 м. Наряду с собственными экспериментальными данными были использованы литературные источники [2–8, 23–26] по лабораторным и полевым исследованиям капиллярного подъема в почвах и грунтах разной дисперсности и генеза, а также в отдельных гранулометрических фракциях.

Технологическое моделирование при интеллектуальном дизайне слоистых почвенных конструкций с капиллярными барьерами осуществлялось в программе Hydrus-1D [22] согласно [7]. Тестирование конструкций проводилось на лабораторных макетах малого размера в трехкратной повторности (перфорированные со дна прозрачные емкости из оргстекла  $13 \times 13 \times 50$  см со встроенными диэлькометрическими датчиками влажности SH-0453 (РФ), заполненные гомогенным кварцевым песком (контроль) и с 10 см слоем

0.2% акрилового гидрогеля), а также в полевых условиях на (урбо)дерново-подзолистой супесчаной почве стационарных площадок ИЛАН РАН в Серебряноборском опытном лесничестве ЗАО г. Москвы (N55.77090274; E37.39450062) с размерами индивидуальных рендомизированных ячеек  $5 \times 5$  м, оборудованных датчиками температуры, влажности DS1923, 5TE-Decagon (США) и AMN-300 (Китай) и съёмными монолитами-реперами для оценки динамики запаса влаги и солей через каждые 1–2 дня портативным диэлькометром MS-98 (КНР) и кондуктометром HI Dist WP (Hanna Inst.) по методике [7]. Монолиты в пластиковых ПВХ-трубах  $5 \times 50$  см помещались в обсаженные поронолом вертикальные скважины с гидравлическим контактом нижнего торца монолита и подпочвы через пороноловую губку [7]. В качестве загрязняющей солевой метки использовался раствор хлорида натрия, исходно формирующий в монолите слабый уровень засоления (электропроводность порядка 6 дСм/м), допустимый для большинства злаков [19]. Экспериментальные площадки были подготовлены с помощью спецтехники (экскаватор погрузчик JCB 3CX), использованной для снятия 50-сантиметрового верхнего слоя, размещения в подпочве 10-сантиметрового щебнистого экрана (дорожно-строительный щебень размером 3–6 см) на геотекстиле и восстановления верхней плодородной толщи с внедрением в нее 10-сантиметровых прослоев 100% механоактивированного низинного торфа (Тверская обл.), 0.2% акрилового гидрогеля (опытная партия Уральского химзавода, препарат ВУМ-0 с наполнителем в виде отходов биокаталитического производства полиакриламида [6]) и 0.2% силиконового гидрофобизатора СофЭксил®-40 в исходном почвогрунте. На площадках был произведен разовый влагозарядковый полив (общий запас влаги 300 мм) посредством дождевания из брандспойта с распыляющей насадкой с контролем равномерности с помощью расставленных по полю мерных емкостей. После полива был осуществлен посев универсальной газонной травосмеси (райграс пастбищный, овсяница красная, мятлик луговой, норма высева  $50 \text{ г/м}^2$ ) с укрыванием поверхности лутрасилом до момента появления всходов. Эксперимент проводился в условиях экстремальной засухи с 13 июля по 30 августа 2010 г. без дополнительного орошения газонов, исключая исходный влагозарядковый полив, что позволило рельефно выявить преимущества влагоаккумулятивных слоистых почвенных конструкций с капиллярными барьерами для городского озеленения.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Модель капиллярности в полидисперсной пористой среде.** В заданных термодинамических усло-

виях для смачивающейся вязкой жидкости капиллярный подъем, очевидно, должен контролироваться дисперсностью (удельной поверхностью) и свободным объемом капиллярно-пористой системы, проницаемым для жидкости. Удельную поверхность частиц почвы, обтекаемых вязкой жидкостью, или так называемую площадь поверхности скелета почв и грунтов ( $S_{sc}$ ) удобно оценивать на основе гранулометрических распределений частиц по формулам [7]:

– дискретное распределение частиц по размерам ( $D_i$ ) с процентным содержанием ( $n_i$ ):

$$S_{sc} = \sum_{0.006}^1 \left( \frac{6n_i}{\rho_s D_i} \right) / 100, \quad (3)$$

– непрерывное распределение частиц:

$$S_{sc} = \frac{6}{\rho_s} \int_{0.006}^1 \frac{f(D)}{D} dD, \quad (4)$$

где  $D$  – эффективный диаметр частицы,  $f(D)$  – дифференциальное распределение функции гранулометрических элементов, полученное экспериментально в диапазоне от 0.006 до 1 мм  $\rho_s$  – плотность твердой фазы. Выбранный диапазон характеризует условно нижнюю и верхнюю границу капиллярности, согласно [4], поскольку пористые дисперсные системы с размерами частиц более 1 мм не обладают капиллярностью, а максимальной из всех известных оценок высот капиллярного подъема в почвах и грунтах величине в 6 м соответствует размер пор по Жюрену в 0.0049 мм или размер шарообразных частиц в 0.0068 мм при их кубической упаковке. Подстановка значений  $D$  в мм и  $\rho_s$  в г/см<sup>3</sup> в формулы (3), (4) дает размерность  $S_{sc}$  в м<sup>2</sup>/кг. Современный гранулометрический анализ, например лазерная дифрактометрия, определяет функцию  $f(D)$  непосредственно. В классических методах гранулометрии (ареометрия, седиментация в стоячей воде) обычно получают небольшое количество различных фракций [2, 8]. Их кумулятивная кривая ( $F(D)$ ) может быть в первом приближении достаточно точно аппроксимирована простой логистической моделью [7, 29]:

$$F(D) = \frac{100}{\exp\left(\frac{a-D}{b}\right) + 1}, \quad (5)$$

где  $a$ ,  $b$  – эмпирические параметры аппроксимации. Дифференцирование (5) по  $D$  дает функцию (6) для дифференциального распределения частиц:

$$f(D) = \frac{dF}{dD} = \frac{25}{b \operatorname{Ch}^2\left(\frac{a-D}{2b}\right)}, \quad (6)$$

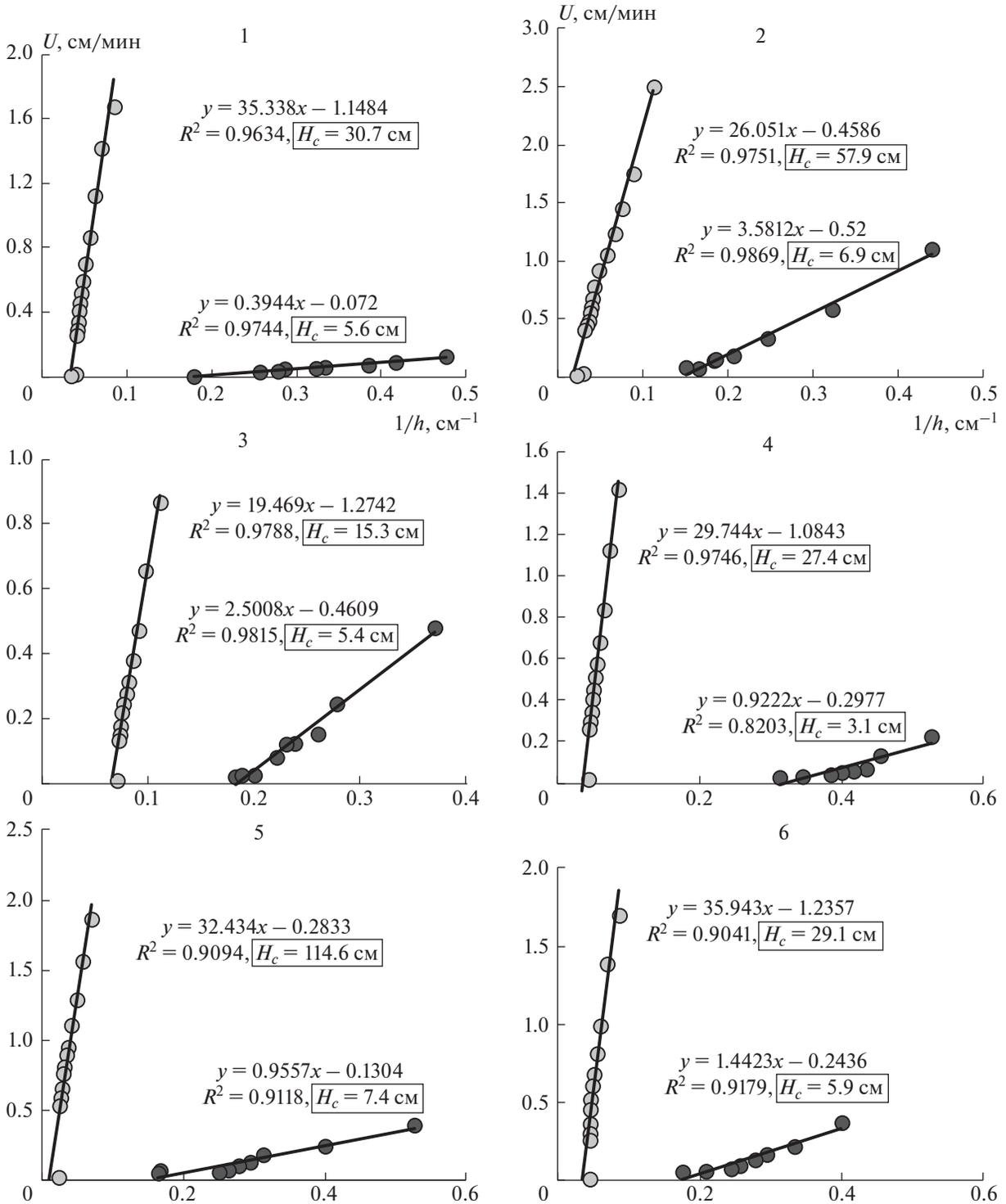
где  $\operatorname{Ch}$  – гиперболический косинус. Функция (6) с известными параметрами  $a$ ,  $b$  после подстановки в (4) позволяет оценить параметр  $S_{sc}$  численным интегрированием в диапазоне  $0.006 \leq D \leq 1$  мм. Параметр  $S_{sc}$  является базовым для модели капиллярного подъема в полидисперсных пористых системах, основанной на следующих предположениях.

Для получения теоретической модели использования обобщенное уравнение Лапласа:  $P_c = \sigma_{l/g} dS/dV$ , где  $P_c$  – капиллярное (лапласово) давление,  $\sigma_{l/g}$  – поверхностное натяжение на границе раздела вода/воздух,  $dS/dV$  – кривизна границы раздела [11, 25]. Учитывая, что  $H_c = P_c/(\rho_l g)$ , ( $\rho_l$  – плотность воды,  $g$  – ускорение свободного падения), а кривизну в первом (линейном) приближении можно представить как отношение площади поверхности скелета ( $S_{sc}$ ) к объему пор за вычетом сильно адсорбированной неподвижной воды ( $W_a$ ), получаем следующую формулу:

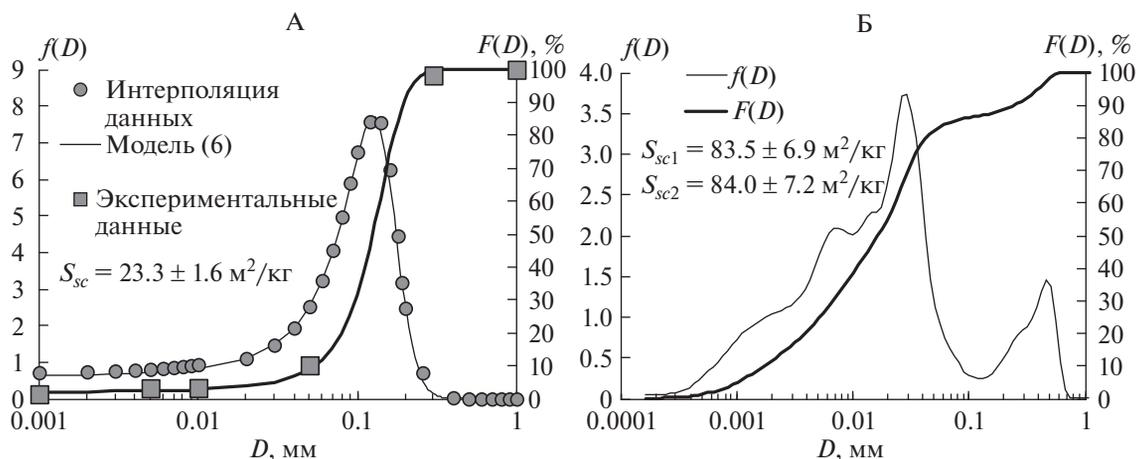
$$H_c = \frac{\sigma_{l/g} S_{sc} \rho_b \cos(\alpha)}{\rho_l g \left[ 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} - \frac{\rho_b W_a}{\rho_l} \right]}. \quad (7)$$

Модель (7) определяет капиллярный подъем в смачиваемых  $0 < \cos(\alpha) \leq 1$  полидисперсных пористых системах в зависимости от их гранулометрического состава (интегральный показатель  $S_{sc}$ ), плотности сложения ( $\rho_b$ ), минералогического и химического состава (показатель  $\rho_s$ ), а также массовой доли прочносвязанной адсорбированной неподвижной воды ( $W_a$ ). В качестве частных случаев в нее входят известные классические формулы Митчерлиха, Цункера, Хайнца, Фишера, Кина, Нерпина [3–5, 15] для расчета капиллярного подъема в идеальных грунтах из сферических частиц известного размера ( $D = 6/(S_{sc} \rho_s)$ ) в диапазоне естественного для почв и грунтов варьирования показателей  $1.0 \leq \rho_b \leq 1.7$  г/см<sup>3</sup>,  $2.0 \leq \rho_s \leq 2.7$  г/см<sup>3</sup> [2, 8].

**Экспериментальные исследования капиллярности; анализ контролирующих факторов.** На рис. 1 показана скорость капиллярного подъема в почвах легкого гранулометрического состава до и после обработки гидрофобизирующим агентом в виде 1% растворов гуматов. Все экспериментальные данные удовлетворительно описываются модифицированным уравнением Дарси (модель (1)) с достаточно высокими коэффициентами детерминации ( $R^2 = 0.82–0.99$ ). Максимальные высоты капиллярного подъема ( $H_c$ ), рассчитанные по формуле (2), показаны на рисунке прямоугольными рамками. Они варьировали в диапазоне 15–115 см в зависимости от типа почв, дисперсности и гидрофильности частиц твердой фазы. Обработка гуматами приводит к уменьшению капиллярного подъема в 5–15 раз. Этот результат, на наш взгляд,



**Рис. 1.** Кинетика капиллярного подъема и ее описание модифицированным уравнением Дарси (прямые линии – аппроксимация формулой (1)). Обозначения: 1, 2 – песчаные и супесчаные дерново-подзолистые почвы (Самарская и Читинская области), 3 – полиминеральная песчаная ареносоля (Ставропольский край), 4 – супесчаный чернозем (Волгоградская область), 5, 6 – пылевато-песчаные и песчаные ареносоли (Дубаи, Бахрейн); серые символы – естественные почвы, черные символы – обработка 1% гуматами.



**Рис. 2.** Пример оценки параметра  $S_{sc}$  в супесчаной дерново-подзолистой почве (А) и суглинистом черноземе (Б) по гранулометрическим данным. Обозначения: А – аналитический подход для дискретных распределений. Параметры моделей (5) и (6):  $a = 0.1256 \pm 0.0006$ ,  $b = 0.0324 \pm 0.0004$ ,  $R^2 = 0.996$ ,  $s = 0.14$ , параметры статистически значимы при  $p < 0.0001$ ; Б – численный подход для непрерывных мультимодальных распределений.

объясняет высокую эффективность гуматов в засушливых почвах [21]. Небольшие дозы этого гидрофобизирующего агента значительно уменьшают капиллярность и, следовательно, испарение ирригационной воды, согласно известной модели капиллярного испарения [14, 15].

Следующий рисунок иллюстрирует методологию оценки удельной поверхности почвенного скелета по данным гранулометрического анализа. На рис. 2, А показаны результаты обработки моделями (5), (6) экспериментальных данных, полученных классическим методом седиментации с фракционированием частиц [2] для гор. А1 супесчаной дерново-подзолистой почвы (Московская обл.). Модели адекватно описывают кумулятивные и дифференциальные кривые гранулометрического состава с высоким коэффициентом детерминации ( $R^2 = 0.996$ ), небольшой стандартной ошибкой аппроксимации ( $s = 0.14\%$ ) и статистически значимыми ( $p < 0.0001$ ) параметрами моделей. Подстановка уравнения (6) с известными параметрами  $a$ ,  $b$  в формулу (4) с последующим численным интегрированием в пределах  $0.006 \leq D \leq 1$  мм дает значение  $S_{sc}$  для этого образца, равное  $23 \text{ м}^2/\text{кг}$ .

Современные методы гранулометрии [18, 29] позволяют получать практически непрерывные спектры частиц (рис. 2, Б). Такие распределения часто бывают бимодальными или мультимодальными, поэтому простые двухпараметрические модели (5), (6) не могут их адекватно описать. Использование более сложных моделей этих распределений, например [13] с 9–14 параметрами, слишком усложняет аналитические расчеты. В этом случае мы предлагаем оценивать параметр  $S_{sc}$  путем прямого суммирования удельных поверхностей отдельных частиц с учетом их доли в

общем распределении по формуле (3). Альтернативный подход заключается в численном интегрировании непрерывного распределения с использованием формулы (4). Оба метода дают почти одинаковые результаты (см. оценки  $S_{sc1}$  и  $S_{sc2}$  на рис. 2, Б). Использование вместо (3) или (4) упрощенного расчета, основанного на среднем арифметическом или средневзвешенном диаметре частиц, в принципе неверно и дает сильное (до 2–6 раз) занижение значения  $S_{sc}$ , поскольку поверхность частиц аддитивна, а их размер – нет.

Параметр  $S_{sc}$  позволяет оценивать капиллярный подъем в полидисперсной пористой системе по фундаментальной формуле (7). Например, для супесчаной дерново-подзолистой почвы со значением  $S_{sc} = 23.3 \pm 1.6 \text{ м}^2/\text{кг}$ , плотностью сложения  $\rho_b = 1.4 \text{ г}/\text{см}^3$ , плотностью твердой фазы  $\rho_s = 2.65 \text{ г}/\text{см}^3$  и прочносвязанной адсорбированной водой с долей  $W_a = 0.012 \text{ кг}/\text{кг}$  значение  $H_c$  составляет  $0.53 \pm 0.03 \text{ м}$ . Аналогичное значение для суглинистого чернозема составляет  $1.73 \pm 0.14 \text{ м}$  при  $S_{sc} = 83.5 \pm 6.9 \text{ м}^2/\text{кг}$ ,  $\rho_b = 1.3 \text{ г}/\text{см}^3$ ,  $\rho_s = 2.62 \text{ г}/\text{см}^3$  и  $W_a = 0.033 \text{ кг}/\text{кг}$ .

Анализ чувствительности модели (7) показывает, что интегральный показатель дисперсности ( $S_{sc}$ ) является наиболее значимым предиктором капиллярного подъема. Наибольший разброс данных происходит в тонкодисперсных образцах ( $S_{sc} > 100 \text{ м}^2/\text{кг}$ ). В песках и супесях ( $S_{sc} < 30 \text{ м}^2/\text{кг}$ ) пары значений  $S_{sc}$  (предиктор) и  $H_c$  (отклик) тесно сгруппированы вокруг прямой линии  $H_c = kS_{sc}$ , где  $k = 2.4 \pm 0.03 \text{ см} \cdot \text{кг}/\text{м}^2$  при  $p < 0.0001$ . В этом случае каждый квадратный метр удельной поверхности почвенного скелета на кг твердой фазы дает 2–3 см капиллярного подъема.

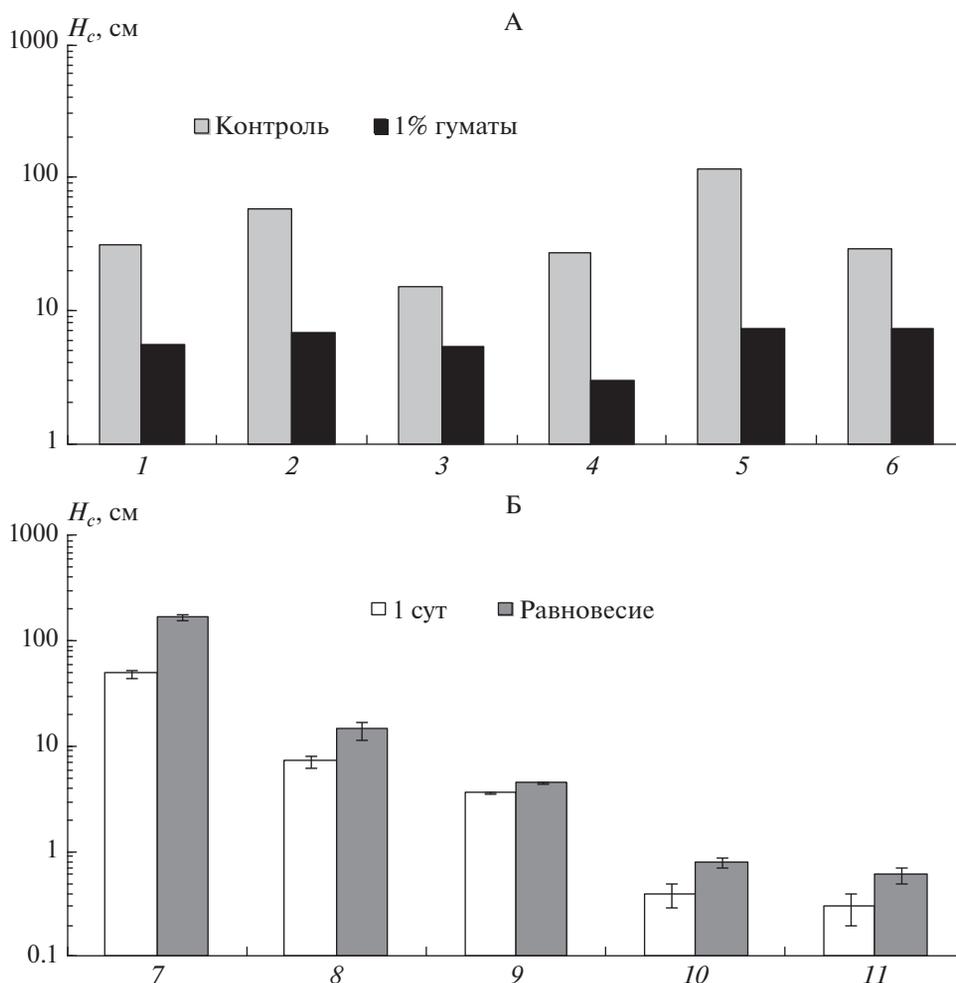
Чувствительность к параметру плотности сложения при постоянных значениях  $S_{sc}$  от 5 до 150 м<sup>2</sup>/кг выявляет для рыхлых образцов ( $\rho_b = 1.1\text{--}1.2$  г/см<sup>3</sup>) 17–20% увеличение капиллярного подъема на каждые 0.1 г/см<sup>3</sup> уплотнения. Для плотных образцов ( $\rho_b = 1.4\text{--}1.6$  г/см<sup>3</sup>) каждые 0.1 г/см<sup>3</sup> дают 30–50%  $H_c$ . Этот результат хорошо объясняет известный способ регулирования испарения воды путем рыхления почвы [4, 14–17]. Плотность твердой фазы почвы также оказывает значимое влияние на высоту капиллярного подъема. Если дисперсность и плотность сложения невелики ( $S_{sc} < 20$  м<sup>2</sup>/кг,  $\rho_b = 1.1\text{--}1.2$  г/см<sup>3</sup>), то варьирование показателя  $\rho_s$  в обычном диапазоне от 2.62 до 2.7 г/см<sup>3</sup> дает изменение значения  $H_c$  на 12–15%. При высокой дисперсности и плотности сложения грунта ( $S_{sc} = 100\text{--}200$  м<sup>2</sup>/кг,  $\rho_b = 1.5\text{--}1.6$  г/см<sup>3</sup>) такое же варьирование  $\rho_s$  приводит к 30–50% изменениям капиллярного подъема.

Вклад адсорбированной прочносвязанной влаги для рыхлых грубодисперсных образцов ( $S_{sc} < 20$  м<sup>2</sup>/кг) незначителен (менее 5–6%). Однако для плотных ( $\rho_b = 1.4\text{--}1.5$  г/см<sup>3</sup>) тонкодисперсных ( $S_{sc} > 100$  м<sup>2</sup>/кг) образцов он становится существенным и достигает 15–25%. В таких образцах неподвижная прочносвязанная вода может занимать многочисленные мелкие поры с высокими значениями сдвигового напряжения, что с точки зрения классической физики почв является одной из главных причин ограничения капиллярного подъема [4, 8, 17]. Параметр смачиваемости ( $\cos(\alpha)$ ) обычно в моделях капиллярного подъема воды в минеральных почвах и грунтах обычно принимается равным 1, что, в принципе, допустимо, учитывая его зависимость от влажности [5]. Плохо смачивающиеся сухие минеральные почвы с отличными от нуля краевыми углами смачивания (КУС) по мере впитывания воды образуют стабильные водные пленки, по которым в дальнейшем происходит растекание (КУС = 0) [5]. Однако покрытие минеральной твердой фазы органическими веществами как природными, так и синтетическими с низкоэнергетической поверхностью сильно понижает смачиваемость [12, 20], и вслед за этим, – капиллярный подъем (рис. 3, А, Б). Сопоставление высот капиллярного подъема контрольных и обработанных образцов позволяет оценивать КУС исходя из прямой пропорциональности  $H_c$  и  $\cos(\alpha)$ . Резкое (до 5–15 раз) уменьшение капиллярности после обработки гуматами соответствует увеличению КУС от 0 до 70°–86°. В связи с этим аккумуляция гидрофобных органических веществ в составе гумуса типа “мор” или под воздействием пожаров может значительно снижать капиллярность вслед за снижением смачиваемости [5, 12, 20]. Обработка аэрозольными гидрофобизаторами, нефтяным

экстрактом и 0.2% раствором метилсиликоната калия на примере пылевато-песчаной ареносоли (Дубай) приводит к еще более значительному снижению  $H_c$  вплоть до 120–280 раз в вариантах 10, 11 (рис. 3 дан в логарифмическом масштабе). Такое снижение соответствовало величинам КУС вплоть до 89.5°–89.8°, то есть значимо не отличающимся от условной границы перехода к несмачиванию (90°) и нижнего теоретического предела оценки КУС данным методом [5].

Сравнение экспериментальных (колоночный метод) и модельных (7) оценок высот максимального капиллярного подъема для всех исследованных в лабораторных экспериментах образцов легкого и среднего гранулометрического состава (выборка 243 образцов), а также для почв, изученных в полевых условиях, включая тяжелосуглинистые черноземы, выявило хорошее соответствие обоих величин друг другу (рис. 4, А). Основной график на рисунке представляет полный диапазон коррелируемых значений, врезка – его начальную треть. Во всем диапазоне изменения реальных ( $H_{c2}$ ) и модельных ( $H_{c1}$ ) значений от 0 до 200 см присутствует тесная ( $R^2 = 0.95\text{--}0.98$ ) линейная зависимость ( $H_{c2} = kH_{c1}$ , где  $k = 0.986\text{--}0.998$  при  $p < 0.0001$ ). Эта взаимосвязь указывает на фактическую идентичность сравниваемых величин и хорошую адекватность модели (7). Наибольший разброс данных со значительными (20–25%) отклонениями от корреляционной линии наблюдается при высоких (150–200 см) значениях высот капиллярного подъема, то есть в тонкодисперсных почвах. Этот результат объясняется усилением влияния других управляющих факторов ( $\rho_b$ ,  $\rho_s$ ,  $W_a$ ,  $\cos(\alpha)$ ) в тонкодисперсных почвах по сравнению с грубодисперсными, как следует из приведенного выше анализа чувствительности модели (7). Известные полевые наблюдения капиллярного подъема также показывают большой разброс этого показателя (50–100 см и более) в почвах и грунтах среднего и тяжелого гранулометрического состава [4].

Дополнительная проверка прогнозных свойств модели (7) осуществлялась на независимом литературном материале [4] о капиллярном подъеме воды в монодисперсных пористых системах, представленных гранулометрическими фракциями почвенных частиц фиксированного размера (рис. 4, Б). Этот анализ позволил сравнить модель (7) с известным уравнением Жюрена [4, 11]. Обе модели, как показывает рисунок, вполне адекватно описывают капиллярный подъем в монодисперсных системах. Связь между измеренными ( $H_{c2}$ ) и рассчитанными ( $H_{c1}$ ) значениями капиллярного подъема, как и в случае полидисперсных образцов, представлена близкой линейной регрессией  $H_{c2} = kH_{c1}$ , где  $k = 0.964\text{--}1.000$  при  $p < 0.0001$ . Однако значение параметра достовер-

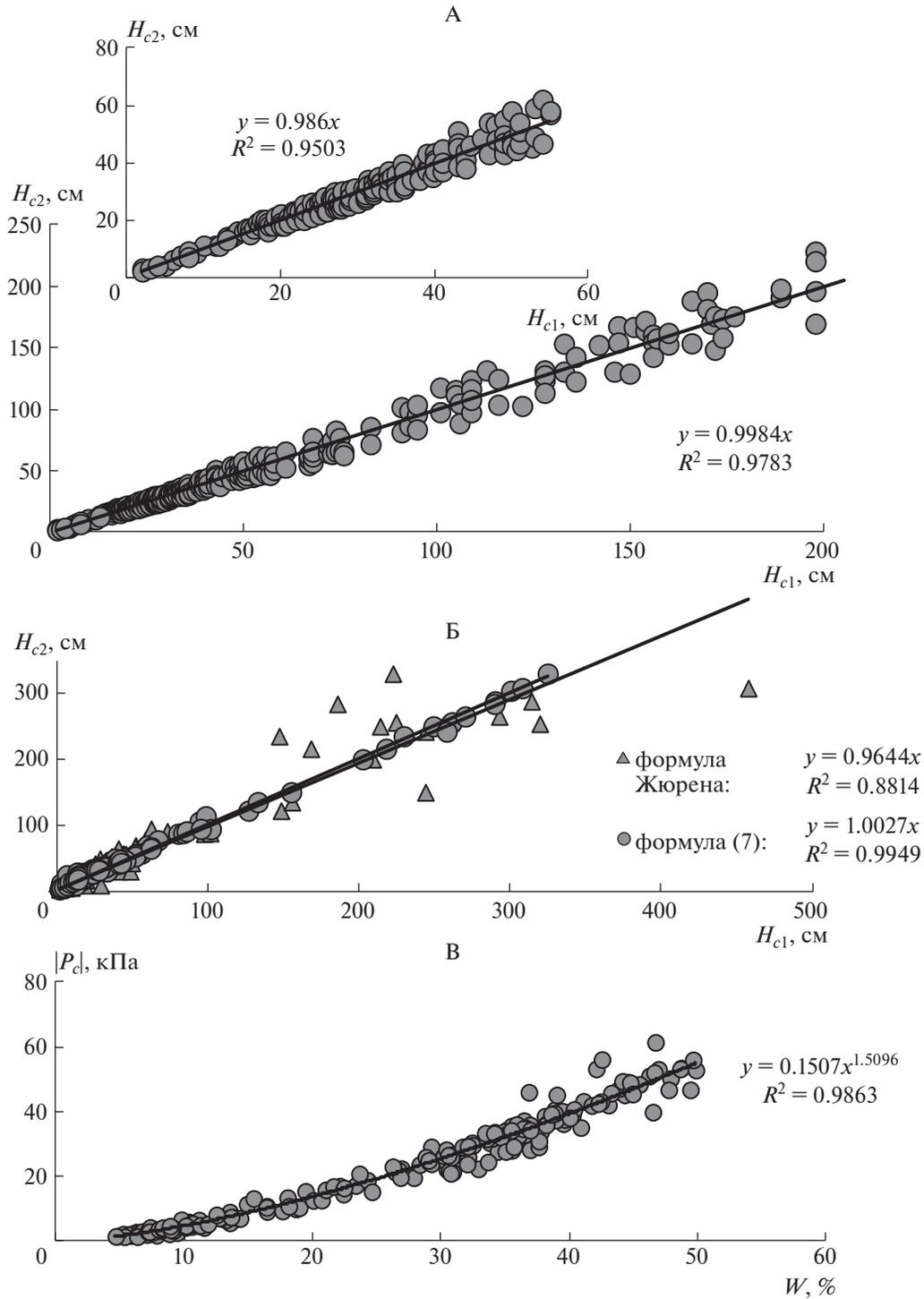


**Рис. 3.** Влияние гидрофобизации на капиллярный подъем в почвах. Обозначения: А – обработка 1% гуматами, 1–6 – см. обозначения на рис. 1; Б – пылевато-песчаная ареносоль (Дубай): 7 – необработанный контроль; варианты обработки: 8 – нефтяным экстрактом (1%), 9 – аэрозолем “Chirton” (0.8%), 10 – аэрозолем “Universal SMS” (0.5%), 11 – метилсиликатом К (0.2%); первый столбец диаграммы – подъем за 1 сутки, второй – равновесная высота подъема по формуле (2).

ности аппроксимации ( $R^2 = 0.881$ ) для уравнения Жюрена значительно ниже, чем для модели (7), где значение  $R^2$  достигает 0.995. Этот факт дает основание констатировать лучший прогноз капиллярности по модели (7) по сравнению с законом Жюрена и в монодисперсных системах по причине учета факторов их плотности сложения и содержания прочносвязанной адсорбированной влаги.

**Капиллярность и водоудерживание, капиллярные барьеры.** Полученные экспериментальные и расчетные результаты по предельной высоте капиллярного подъема для представительной выборки (243 образца) почв разного генезиса и дисперсности были проанализированы во взаимосвязи с их влагемкостью (рис. 4, В). В качестве последней величины использовались как значения равновесной влажности в верхней части ко-

лонн до 2 м (лабораторный анализ капиллярного подъема), так и значения влажности точки пересечения имеющих ОГХ почв с предельной высотой капиллярного подъема, рассчитанной по модели (7) с использованием данных о гранулометрическом составе, плотности сложения почвы, плотности твердой фазы и количества адсорбированной прочносвязанной влаги при условно полном смачивании ( $\cos(\alpha) = 1$ ). При этом высота капиллярного подъема была трансформирована в модуль эквивалентного капиллярного давления ( $P_c$ ):  $|P_c| = H_c \rho_l g$  или  $|P_c|$ , кПа  $\approx 0.1 H_c$ , см. Полученная при этом связь хорошо удовлетворяла эмпирической степенной модели  $y = ax^b$  с высоким коэффициентом детерминации ( $R^2 = 0.986$ ), небольшой стандартной ошибкой аппроксимации ( $s = 2.5$  кПа) и статистически достоверными при  $p < 0.0001$  коэффициентами  $a = 0.15 \pm 0.01$ ,  $b =$



**Рис. 4.** Расчетные ( $H_{c1}$ ) и экспериментальные ( $H_{c2}$ ) оценки высот капиллярного подъема, связь капиллярного давления ( $P_c$ ) и влагемкости ( $W$ , %). Обозначения: А – полидисперсные системы почв и грунтов (эксперимент); Б – монодисперсные системы гранулометрических фракций почвенных частиц (обработка данных [4]); В – связь  $P_c$  и  $W$ , %.

$= 1.51 \pm 0.03$ , что позволило нам предложить упрощенное уравнение (модель) вида:

$$H_c, \text{ дм} = |P_c|, \text{ кПа} = 0.15W\%^{3/2}. \quad (8)$$

Пока неясно, есть ли физический смысл в полученном на большом эмпирическом материале коэффициенте  $3/2$  в модели (8), например, исходя из фрактальности поверхности раздела фаз в

полидисперсной пористой системе [8, 23], но модель, на наш взгляд, может использоваться вместо уравнения секущей Воронина [28]  $\lg|P_c| = 1.17 + W\%/100$  для определения величины наименьшей влагоемкости (НВ) почв и грунтов по их ОГХ, особенно для грубодисперсных объектов, где метод Воронина нередко дает занижение НВ [25].

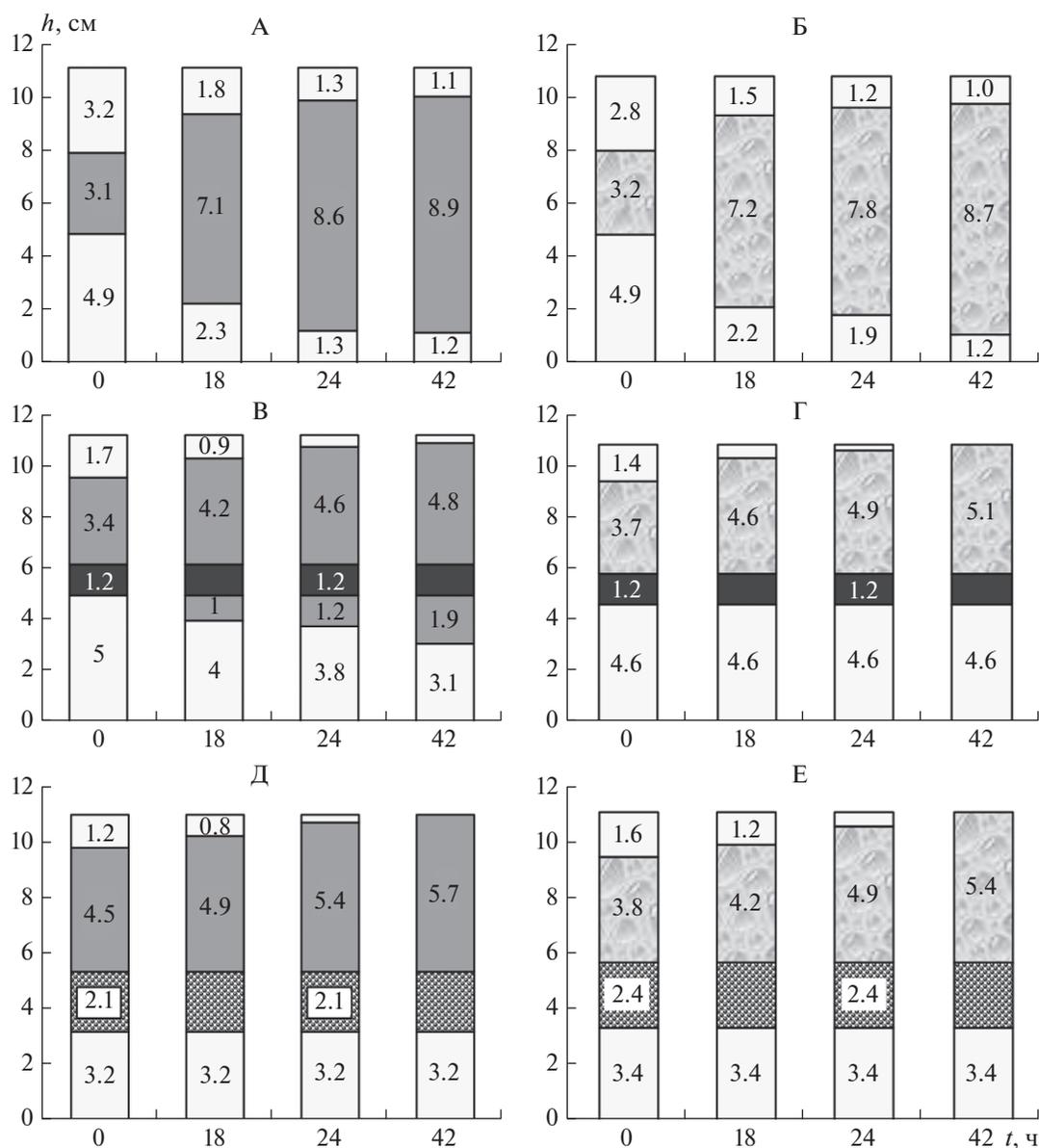
Новая модель может быть также применена для улучшенного прогнозирования капиллярных свойств почв и грунтов в связи с экологическими проблемами дефицита водных ресурсов и вторичного засоления, и, в частности, для конструирования почв с капиллярными барьерами и гелевыми структурами [6, 7, 10, 11]. Предельная высота капиллярного подъема и, соответственно, развития макрокапиллярных сил, позволяет оценивать максимальную мощность слоя “подвешенной” влаги ( $H_w$ ) при подстилании тонкодисперсных почв более легкими по гранулометрическому составу отложениями или капиллярными барьерами для почвенного конструирования. Мы выделяем 2 типа таких барьеров – несовершенные, с сохранением гидравлической связи и совершенные, в которых капиллярный эффект полностью блокируется, например некапиллярными крупнопористыми материалами (щебень, гравий) или гидрофобизацией [6]. Действие двух типов капиллярных барьеров в экспериментах со стеклянными трубками иллюстрирует рис. 5. Исходная пылевато-песчаная ареносоль (Дубай) обладает высокой капиллярностью, поэтому импульс влаги в средней части колонны быстро (за 2 сут) рассасывается в обе стороны, как в самой почве, так и из более влагоемкой композиции с гидрогелем. Внедрение гидрофобизирующего прослоя торфа (несовершенный барьер) блокирует рассасывание вниз, частично – для почвы, и фактически полностью – для ее композиции с водоудерживающим гелем. Слой гравия (совершенный барьер) полностью блокирует капиллярное рассасывание вглубь не зависимо от водоудерживающей способности верхней толщи (почва или 0.1% гель).

Величина  $H_w$  для несовершенных барьеров определяется разностью между капиллярным потенциалом воды данного слоя ( $\Psi_1$ ) и аналогичной величиной для подстилающего капиллярного барьера ( $\Psi_2$ ) или, разностью максимальных высот капиллярного подъема воды в материалах обоих слоев [3, 5]:  $H_w = (\Psi_1 - \Psi_2)/g = H_{c1} - H_{c2}$ . Если материал подстилающего грубодисперсного экрана вообще лишен капиллярности, то есть  $\Psi_2 = 0$ , тогда  $H_w = H_{c1}$ . Это означает, что *мощность рабочего (культурного) слоя почвенной конструкции над таким экраном не должна превышать высоты капиллярного подъема влаги в нем*, в противном случае “подвешивание” влаги будет сопровождаться неизбежными непродуктивными потерями воды ат-

мосферных осадков и поливов в виде гравитационного стока в экран.

При влагозарядковых поливах (осадках) для оценки влагоемкости почв с мощностью равной или больше предельной высоты капиллярного подъема ( $H \geq H_c$ ) надо отложить на оси давлений (потенциалов) почвенной влаги графика ОГХ величину критического (предельного) капиллярного давления, численно равного высоте капиллярного подъема ( $P_c = H_c \rho g$ ), и тогда абсцисса, соответствующая точке пересечения этой секущей линии с кривой ОГХ даст величину равновесной влажности (НВ) в верхней части исследуемой почвы. В короткопрофильных почвах мощностью меньше предельной высоты капиллярного подъема ( $H < H_c$ ), для определения НВ необходимо использовать в качестве секущей предельное капиллярное давление, численно равное самой мощности почвы ( $H$ ) [7, 25]. Равновесная влажность при этом будет, очевидно, всегда выше, чем НВ для глубокопрофильных почв, так как  $H < H_c$  (модуль критического капиллярного давления меньше – влажность больше).

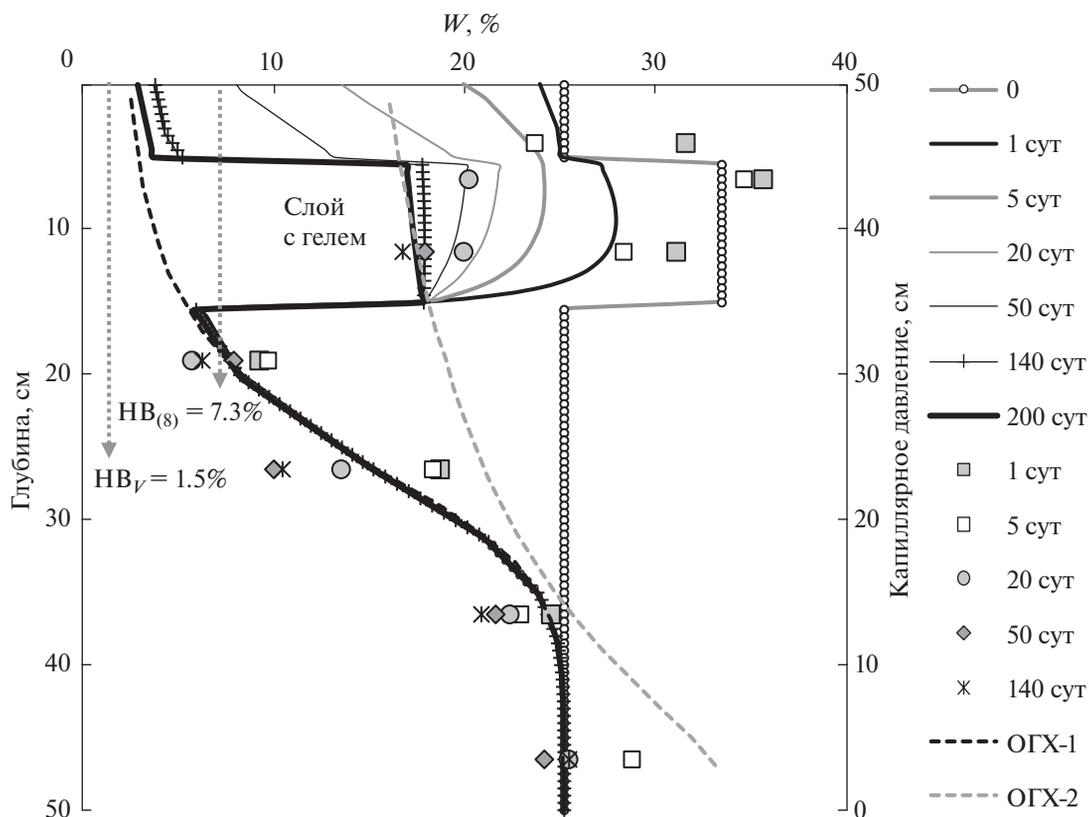
**Использование капиллярных эффектов в дизайне почвенных конструкций.** Одно из наиболее интересных практических приложений исследования это проектирование почвенных конструкций с капиллярными барьерами для городского озеленения в условиях дефицита влаги и опасности загрязнения (засоления) плодородного слоя водорастворимыми поллютантами. Рис. 6 иллюстрирует предварительные лабораторные результаты на макетах почвенных конструкций, сопоставляя экспериментальные данные аккумуляции влаги с расчетом по предложенной выше методике и более трудоемким компьютерным технологическим моделированием в программе Hydrus-1D [7, 22]. Поскольку мощности слоев конструкции были равны предельной высоте капиллярного подъема или меньше ее ( $H \leq H_c$ ) в гомогенном среднезернистом кварцевом песке и его композиции с акриловым гидрогелем, здесь равновесные распределения влажности, соответствующие НВ, должны были повторять ОГХ, что и подтвердилось экспериментально. Наша оценка влагоемкости по высоте капиллярного подъема ( $H_{V(8)}$ ) с использованием формулы (8) дала для верхней части капиллярной каймы под слоем геля влажность 7.3%, близкую к экспериментальным данным равновесия на 50 и 140 сут (6.2–7.8%) и к оценке по ОГХ (7.4%) в форме смоделированного Hydrus-1D равновесного распределения влажности. Отметим, что использование секущей Воронина [28] для модели ОГХ ван-Генухтена [27] привело к сильному (до 5 раз) занижению влагоемкости ( $H_{V(8)} = 1.5$ ) относительно нашей оценки по (8), расчета по Hydrus-1D и реальных данных. В несовершенном капиллярном барьере в виде



**Рис. 5.** Динамика капиллярного рассасывания влаги в аридной пылевато-песчаной ареносоли (А) с прослойками геля (Б, Г, Д – заливка фона “капли”), и капиллярными барьерами из торфа (В, Г – черный цвет) и щебня (Д, Е – заливка фона “шары”): А, В, Д – исходная почва, слой торфа, слой щебня, Б, Г, Е – слой с 0.2% гелем,  $h$ , см – мощности исходных слоев и последующих фронтов капиллярного рассасывания вверх и вниз из центрального увлажненного слоя почвы (А, В, Д – серый цвет) или почвы с гелем (Б, Г, Е).

слоя геля, реальная равновесная влажность на 50 и 140 сут (16.7–17.9%) фактически совпала с равновесием по ОГХ (16.5–17.8%), установившемся на 140–200 сут по численному эксперименту в Hydrus-1D. Следовательно, для расчета равновесной влагоемкости такого барьера после насыщения (влагозарядки) и свободного оттока воды достаточно просто отложить на ОГХ в качестве секущей высоту его залегания от нижней границы почвенной конструкции, если ее можно зафиксировать. Очевидно для рассмотренного макета – это его перфорированное дно. Для маломощных

конструкций крышного и вертикального озеленения – расстояние от рассматриваемого слоя до основания конструкции. Для слоистых конструкций для газонов с совершенными капиллярными барьерами в виде грубодисперсных или гидрофобных экранов – расстояние до поверхности этих экранов. Программа Hydrus-1D в этом случае не в состоянии просчитать всю систему слоев, поскольку ОГХ для щебня или гидрофобных материалов не существует, но можно разделить вычисления для системы горизонтов над экраном со свободным оттоком (условие seepage face) на



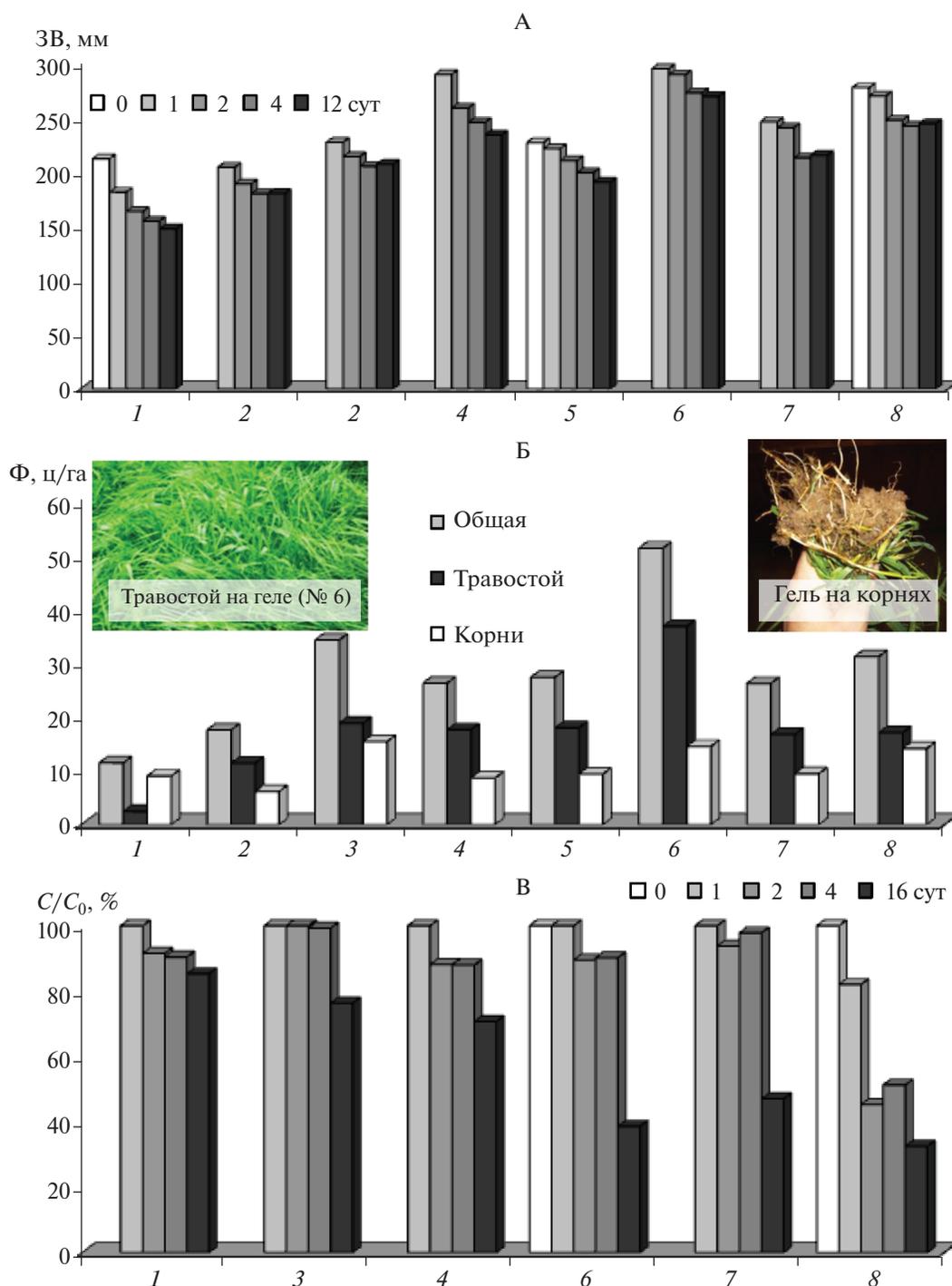
**Рис. 6.** Динамика влажности в макете почвенной конструкции с кварцевым песком и слоем его композиции с акриловым гидрогелем. Символы – экспериментальные данные, линии – компьютерное моделирование в Hydrus-1D с коэффициентами фильтрации песка 254 см/сут и слоя с гелем 2.9 см/сут, условия нулевого потока на верхней и seepage face – на нижней границе; ОГХ<sub>1,2</sub> – кривые водоудерживания песка и его композиции с гелем;  $HB_v$  и  $HB_{(8)}$  – оценка наименьшей влагоемкости песка по ОГХ методом Воронина и по формуле (8).

нижней границе и для толщи под экраном со входом на ее поверхность стекающей из экрана воды.

Как показывают аналогичные технологические расчеты, слоистые конструкции с капиллярными барьерами в виде небольших (10 см) слоев с синтетическими гелевыми структурами или природными почвоулучшителями на основе механоактивированного торфа способны увеличивать в 1.5–2 раза равновесный запас доступной влаги в грубо-текстурных почвах и пролонгировать устойчивое корневое питание на 1–2 недели при минимальных непродуктивных потерях влаги [6, 7]. В аридных условиях поливного земледелия это означает возможность 1.5–2-кратной экономии дефицитных водных ресурсов, а для озеленения городских гумидных ландшафтов – поддержание высокопродуктивной газонной растительности, устойчивой к периодическим летним засухам [6, 7]. Размещение на оптимальной глубине (см. расчет  $H_w$ ) совершенного капиллярного барьера из грубодисперсного материала или гидрофобизация подпочвы дают дополнительный эффект аккумуляции (“подвешивания”) влаги в верхней корнеобитаемой толще

и ее надежную защиту от вторичного засоления и техногенного загрязнения [7].

Заключительная иллюстрация подтверждает эти теоретические результаты на практике тестирования предложенных почвенных конструкций с капиллярными барьерами обоих типов (рис. 7). Запасы влаги после влагозарядки в конструкциях с барьерами были в 1.2–1.9 раза больше по сравнению с контролем (вариант 1), и это превышение сохранялось на протяжении последующего двухнедельного периода. Минимальное превышение (1.2–1.3 раза) отмечается в вариантах с обработкой подпочвы метилсиликоновым гидрофобизатором (2) и со щебнистым экраном (5), отделяющим подпочву от корнеобитаемого рабочего слоя. Вероятно, здесь могли формироваться 3D-преимущественные потоки, не учитываемые при одномерном технологическом моделировании слоистых систем [9, 22]. Формирование несовершенных барьеров в корнеобитаемом слое на основе гидрогеля (3) и механоактивированного торфа (4) увеличивало влагоемкость в 1.4–1.6 раза, а их комбинация со щебнистым экраном (совершенным барьером) – в 1.5–1.8(1.9) раз (вари-



**Рис. 7.** Мониторинг запасов влаги (ЗВ), фитомассы газона (Ф) и относительного содержания солей-электролитов ( $C/C_0, \%$ ) в полевых испытаниях почвенных конструкций с капиллярными барьерами. Обозначения: 1 – контроль ((урбо)дерново-подзолистая супесчаная почва), 2 – обработка подпочвы силиконовым гидрофобизатором 0.2%; 3, 4 – 10-сантиметровые слои акрилового гидрогеля (0.2%) и торфа (100%), 5 – 10-сантиметровый экран из щебня в подпочве; 6, 7 – 10-сантиметровые слои геля (0.2%) и торфа (100%) над экраном, 8 – два слоя 100% торфа по 10 см над экраном; 3, 4 – несовершенные, 5–8 – совершенные капиллярные барьеры.

анты 6–8), подтверждая прогнозные технологические расчеты (рис. 7, А). В хорошем соответствии с запасами продуктивной влаги происходило формирование фитомассы универсальной газонной тра-

восмеси с 1.5–3 (4.5) превышением необработанного контроля на участках с капиллярными барьерами к концу 40-дневного эксперимента (рис. 7, Б). Наиболее высокие показатели (35–50 ц/га) достиг-

нуты в вариантах с гидрогелем (3, 6) и двумя слоями торфа над щелнистым экраном (8). Причем гель стимулировал рост как надземной, так и подземной фитомассы, формируя в ризосфере своеобразную биокапсулу, пронизанную корнями, напоподобие микоризы. Варианты с одним торфяным слоем (4), щелнистым экраном (5), и их комбинация (7) давали фактически идентичные результаты по общей фитомассе в 26–27 ц/га, вдвое превышающие необработанный контроль. Полторократное превышение было достигнуто в самом простом с технологической точки зрения варианте обработки гидрофобизатором (7). Транспирационные коэффициенты на участках с почвенными конструкциями варьировали в интервале 522–1155 ед. с осредненной за весь период эксперимента величиной  $782 \pm 48$  при  $p = 0.05$ .

Анализ солевого состояния выявил четкую тенденцию рассоления корнеобитаемой толщи, причем наиболее эффективными, как и ожидалось, оказались конструкции (6–8) с совершенным барьером в виде щелнистого экрана (рис. 7, В). Уже за небольшой срок (0.5 мес.) в условиях одного влагозарядкового полива и последующих естественных осадков в них удалось достичь 60% снижения исходного уровня засоления с 6 до 1.2–1.5 дСм/м электропроводности, что соответствует незасоленной почве по принятым нормативам [7, 19]. Принцип действия таких конструкций очевиден – вынос с поливными водами или осадками легко растворимых солей-электролитов вниз за пределы грубодисперсного экрана и невозможность их возврата назад к поверхности почвы при обратных потоках почвенной влаги к испаряющей поверхности из-за разрушения барьером капиллярной сплошности [5]. Тот же механизм будет работать и для борьбы с техногенным загрязнением водорастворимыми формами тяжелых металлов в мегаполисе, причем использование щелчных материалов для конструирования грубодисперсных капиллярных барьеров или расположение за ними дополнительного известкового слоя или катионита позволяет надежно связать эти поллютанты, не допуская их попадания в грунтовые воды.

## ВЫВОДЫ

1. Капиллярность в полидисперсных пористых системах почв и грунтов наряду с гранулометрическим составом контролируется плотностью сложения, плотностью твердой фазы, удельным объемом адсорбированной влаги и смачиваемостью.

2. Для учета этих факторов предложена физически обоснованная модель, развивающая классическое уравнение Жюрена, и позволяющая более адекватно проводить прогноз капиллярного подъема как в монодисперсных (гранулометрические фракции), так и в полидисперсных пористых системах.

3. Предложено деление капиллярных барьеров на несовершенные и совершенные с частичным или полным разрывом капиллярности в профиле почвы (почвенной конструкции).

4. Полевое тестирование инновационных почвенных конструкций для городского озеленения с капиллярными барьерами обоих типов и их комбинацией подтвердило возможность 1.5–2-кратного увеличения их влагоемкости и повышения продуктивности зеленых газонов при надежной защите растительного слоя от водорастворимых поллютантов.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Теоретические разработки, моделирование капиллярных эффектов, дизайн и тестирование почвенных конструкций были поддержаны грантом РФФИ (№ 19-29-05006\19). Н.Б. Садовникова и А.В. Кириченко проводили лабораторный анализ гранулометрического состава и основных гидрофизических функций в рамках госзадания по теме НИР в МГУ: “Физические основы экологических функций почв: технологии мониторинга, прогноза и управления”.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белюченко И.С., Смагин А.В., Попок Л.Б., Попок Л.Е. Анализ данных и математическое моделирование в экологии и природопользовании. Краснодар: Изд-во КубГАУ, 2015. 312 с.
2. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
3. Нертин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы. М.: Наука, 1967. 584 с.
4. Роде А.А. Избр. тр. Т. 3. Основы учения о почвенной влаге. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 664 с.
5. Смагин А.В. Молекулярные межфазные взаимодействия газов и паров в почвах. М.: Юстициформ, 2020. 309 с.
6. Смагин А.В. Синтетические гелевые структуры в почвах и почвенных конструкциях. М.: Юстициформ, 2020. 556 с.
7. Смагин А.В. Теория и практика конструирования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 544 с.
8. Теории и методы физики почв. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
9. Умарова А.Б. Преимущественные потоки влаги в почвах: закономерности формирования и значение в функционировании почв. М.: ГЕОС, 2011. 269 с.
10. Al-Maktoumi A.K., Al-Ismaily S.S., Kacimov A.R., Al-Busaidi H.A., Al-Saqri S.M., Haddabi M.H. Soil substrate as a cascade of capillary barriers for conserving water in a desert environment: lessons learned from arid

- nature // J. Arid Land. 2014. V. 6. № 6. P. 690703.  
<https://doi.org/10.1007/s40333-014-0068-7>
11. *de Gennes P.-Gi., Brochard-Wyart F., Quere D.* Capillarity and Wetting Phenomena (Springer-Verlag. N.Y.) 2004. 288 p.  
<https://doi.org/10.1007/978-0-387-21656-0>
  12. *Goebel M.O., Bachmann J., Janssens I.A., Reichstein M., Guggenberger G.* Soil water repellency and its implications for organic matter decomposition is there a link to extreme climatic events? // *Global Change Biol.* 2011. V. 17. P. 26402656.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02414.x>
  13. *Fredlund M.D., Fredlund D.G., Wilson G.W.* An equation to represent grain-size distribution // *Can. Geotechnical J.* 2000. V. 37. P. 817827.
  14. *Han J., Zhou Z.* Dynamics of Soil Water Evaporation during Soil Drying: Laboratory Experiment and Numerical Analysis // *Sci. World J.* 2013. ID 240280.  
<https://doi.org/10.1155/2013/240280>
  15. *Keen B.A.* The physical properties of the soil. Longmans: Green and Co, London. N.Y. Toronto. 1931.
  16. *Kirkham M.B.* Principles of Soil and Plant Water Relations. N.Y.: Elsevier Acad. Press. 2014. 598 p.  
<https://doi.org/10.1016/C2013-0-12871-1>
  17. *Lal R., Shukla M.K.* Principles of Soil Physics. N.Y.-Basel: Ohio St. Univ M. Dekker, Inc. 2005. 716 p.  
<https://doi.org/10.1111/j.13652389.2005.0756c.x>
  18. *Loizeau J.L., Arbouille D., Santiago S., Vernet J.P.* Evaluation of wide range laser diffraction grain size analyzer for use with sediments // *Sedimentology.* 1994. V. 41. P. 353361.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01410.x>
  19. *Maas E.V., Hoffman G.J.* Crop-salt tolerance evaluation of existing data // *J. Irrig. Drain. Div.* 1977. V. 103. P. 115 134.
  20. *Olorunfemi I.E., Temitope A.O.T.A., Fasinmirin J.T.* Soil Hydrophobicity: An Overview // *J. Sci. Res. Reports.* 2014. V. 3. P. 10031037. ID no. JSRR.2014.001
  21. *Pena-Mendez E.M., Havel J., Patocka J.* Humic substances-compounds of still unknown structure: applications in agriculture, industry, environment, and biomedicine // *J. Appl. Biomed.* 2005. V. 3. P. 1324.  
<https://doi.org/10.32725/jab.2005.002>
  22. *Simunek J., van Genuchten M.Th., Sejna M.* The Hydrus software package for simulating two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Technical Manual, Version 1.0 // PC Progress. Prague, Czech Republic, 2006. 241 p.
  23. *Smagin A.V.* About Thermodynamic Theory of Water Retention Capacity and Dispersivity of Soils // *Eur. Soil Sci.* 2018. V. 51. P. 782796.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229318070098>
  24. *Smagin A.V.* Physically based mathematical models of the water vapor sorption by soils // *Eur. Soil Sci.* 2011. V. 44. № 6. P. 659669.  
<https://doi.org/10.1134/S1064229311060135>
  25. *Smagin A.V.* Theory and methods of evaluating the physical status of soils // *Eur. Soil Sci.* 2003. V. 36. № 3. P. 301–312.
  26. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Nazarova T.V., Kiryushova A.B., Mashika A.V., Eremina A.M.* The effect of organic matter on the water-retention capacity of soils // *Eur. Soil Sci.* 2004. V. 37. P. 267275.
  27. *van Genuchten M.T.* A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1980. V. 44. P. 892898.
  28. *Voronin A.D.* Energy Concept of the Physical State of Soils. // *Eur. Soil Sci.* 1990. V. 23. P. 7–19.
  29. *Weipeng W., Jianli L., Bingzi Z., Jiabao Z., Xiaopeng L., Yifan Y.* Critical evaluation of particle size distribution models using soil data obtained with a laser diffraction method. // *PloS one.* 2015. V. 10. P. 118.  
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0125048>
  30. *Wesseling J.G.* Soil physical data and modeling moisture flow. Al-terra, Wageningen UR, 2009. 178 p.

## Capillary Effects in Polydisperse Systems and Their Use in Soil Engineering

A. V. Smagin<sup>1, 2, 3, \*</sup>, N. B. Sadovnikova<sup>1, 2</sup>, E. A. Belyaeva<sup>2</sup>, A. V. Kirichenko<sup>1</sup>, and V. N. Krivtsova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

<sup>2</sup>Institute of Forest Science, Russian Academy of Sciences, Uspenskoe, Moscow oblast, 143030 Russia

<sup>3</sup>Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, 117198 Russia

\*e-mail: smagin@list.ru

The capillary effect in polydisperse porous systems of soils and sediments is discussed. Its quantitative assessment is based on a new fundamental model of capillary rise depending on the parameters of the dispersion of soil particles, the soil density and the density of its solid phase, wettability and the amount of strongly bound water. In contrast to the well-known Juren's law, the model takes into account particle size distributions and the change in pore size under the influence of soil density. The model adequately predicts the capillary rise both in artificial monodisperse porous systems and in real soils with particle size spectra ranging from 0.006 to 1 mm. The influence of natural and synthetic hydrophobizers on the kinetics and the maximum height of capillary rise was investigated. The results of laboratory and field studies of the efficiency of imperfect (with hydraulic with hydraulic connection) and perfect (with the effect of its rupture) capillary barriers in comparison with predictive modeling in the HYDRUS-1D program are presented. The results obtained are used to evaluate capillarity in soils and to design soil constructions with capillary barriers.

**Keywords:** soils and sediments, capillary rise, granulometric composition, specific surface area, soil bulk density, water retention curves, hydrophobization, wetting edge angles, capillary barriers