СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2022

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Почвы со вторым гумусовым горизонтом и палеочерноземы как свидетельства эволюции педогенеза в голоцене на периферии лесной зоны и в лесостепи (обзор)
А. Л. Александровский, Ю. Г. Чендев, А. А. Юртаев 147

Предложения к классификации торфяных почв
Л. И. Инишева 168

Древесные угли в подзолах средней тайги Западной Сибири как индикатор истории геосистем
С. В. Лойко, Д. М. Кузьмина, А. А. Дудко, А. О. Константинов, Ю. А. Васильева, А. О. Курасова, А. Г. Лим, С. П. Кулижский 176

Почвы пойм горных рек Верхнекеруленской котловины (Монголия)
В. И. Убугунова, Л. Л. Убугунов, В. Л. Убугунов 193

Структура почвенного покрова заболоченной равнины северо-таежной подзоны Западной Сибири (бассейн р. Казым)
Н. А. Аветов, Е. А. Шишконакова, Р. Р. Кинжаев, А. В. Арзамазова 208

ХИМИЯ ПОЧВ

Содержание редкоземельных элементов в почвах Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника
С. А. Антонова, Д. В. Ладонин 219

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Микробиологические индикаторы экологических функций почв (обзор)
Д. А. Никитин, М. В. Семенов, Т. И. Чернов, Н. А. Ксенофонтова, А. Д. Железова, Е. А. Иванова, Н. Б. Хитров, А. Л. Степанов 228

Влияние керосина на целлюлозолитическую активность дерново-подзолистой и песчаной пустынной почв (лабораторный эксперимент)
А. В. Шарапова, И. Н. Семенков, П. П. Кречетов, С. А. Леднев, Т. В. Королева 244

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Вопросы экологического нормирования и установления фоновых значений свойств почв природных и природно-антропогенных объектов
А. С. Яковлев 252

Contents

No. 2, 2022

Genesis and Geography of Soils

Soils with a Second Humus Horizon, Paleochernozems and History of Pedogenesis on the Border between Forest and Steppe Areas

A. L. Alexandrovskiy, Yu. G. Chendev, and A. A. Yurtaev 147

Proposals for the Classification of Peat Soils

L. I. Inisheva 168

Charcoals of Albic Podzols of the Middle Taiga of Western Siberia as Indicator of Ecosystem History

S. V. Loiko, D. M. Kuzmina, A. A. Dudko, A. O. Konstantinov, Yu. A. Vasilyeva, A. O. Kurasova, A. G. Lim, and S. P. Kulizhsky 176

Soils of Mountain Floodplains of Upper Kerulen Basin (Mongolia)

V. I. Ubugunova, L. L. Ubugunov, and V. L. Ubugunov 193

Soil Cover Pattern of the Mire Plain of the North Taiga Subzone in West Siberia (Kazym River Basin)

N. A. Avetov, E. A. Shishkonakova, R. R. Kinzhaev, and A. V. Arzamazova 208

Soil Chemistry

Rare Earth Elements in Soils of the Central Forest State Natural Biosphere Reserve

S. A. Antonova and D. V. Ladonin 219

Soil Biology

Microbiological Indicators of Ecological Functions of Soils

D. A. Nikitin, M. V. Semenov, T. I. Chernov, N. A. Ksenofontova, A. D. Zhelezova, E. A. Ivanova, N. B. Khitrov, and A. L. Stepanov 228

Influence of Kerosene Pollution on Cellulolytic Activity of Albic Retisols and Arenosols (Laboratory Experiment)

A. V. Sharapova, I. N. Semenkov, P. P. Krechetov, S. A. Lednev, and T. V. Koroleva 244

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Issues of Ecological Regulation and Establishment of Background Values of Soils of Natural and Natural Anthropogenic Objects

A. S. Yakovlev 252

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 147–167

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ПОЧВЫ СО ВТОРЫМ ГУМУСОВЫМ ГОРИЗОНТОМ И ПАЛЕОЧЕРНОЗЕМЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВА ЭВОЛЮЦИИ ПЕДОГЕНЕЗА В ГОЛОЦЕНЕ НА ПЕРИФЕРИИ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ И В ЛЕСОСТЕПИ (ОБЗОР)

© 2022 г. А. Л. Александровский[a], *, Ю. Г. Чендев[b], А. А. Юртаев[c]

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

[b] *Белгородский государственный национальный исследовательский университет, ул. Победы, 85, Белгород, 308015 Россия*

[c] *Тюменский государственный университет, ул. Володарского, 6, Тюмень, 625003 Россия*

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

Поступила в редакцию 05.07.2021 г.
После доработки 09.08.2021 г.
Принята к публикации 31.08.2021 г.

Рассматривается проблема происхождения почв со вторым гумусовым горизонтом (ВГГ) – наиболее ярким реликтовым признаком в профиле дерново-подзолистых и серых почв (Retisols, Luvisols). Среднеголоценовый радиоуглеродный возраст ВГГ, его темный цвет и несоответствие свойств современным гумусовым горизонтам почв лесного генезиса определили основные вопросы в изучении этого феномена – характер изменений климата и смещений границ природных зон в голоцене, а также отражение этих изменений в эволюции почвенного профиля. Цель работы – рассмотреть историю изучения, систематизацию, распространение, гипотезы образования, современные свойства ВГГ; на основе анализа палеопочв голоцена выяснить прототип данного горизонта, его возраст и стадии эволюции в голоцене; выявить аналоги почв со ВГГ за пределами России. Согласно принятой гипотезе, ВГГ являются остаточными, палеоклиматогенными образованиями. Также имеются гипотезы погребенного, палеогидрогенного происхождения ВГГ и др. Основу ВГГ составляют сформировавшиеся на темноцветной стадии педогенеза в первой половине голоцена формы гумусовых веществ, выделяющиеся чрезвычайно высокой устойчивостью, что позволяет им сохраняться в дерново-подзолистых и серых почвах. Под действием биохимических и механических (вывалы деревьев) факторов ВГГ сильно трансформированы и поэтому сложны для исследования. В ареале ВГГ встречаются хорошо сохранившиеся черноземы и темноцветные почвы (Phaeozems), погребенные под курганами и другими насыпями и отложениями, которые позволяют установить прототип ВГГ и проследить его деградацию в позднем голоцене. В пределах Восточно-Европейской равнины мощность и возраст ВГГ меняются в соответствии с гипотезой остаточного палеоклиматогенного генезиса данного горизонта. Рассматривается обоснованность гипотез погребенного и гидрогенного происхождения ВГГ. В настоящее время интерес к изучению почв со ВГГ в нашей стране несколько сократился. В Центральной Европе и Северной Америке почвы со ВГГ не изучаются, но исследование проблемы реликтовых черноземов ведется активно. Объединение этих двух типов объектов и, соответственно, направлений исследования может привести к более определенному решению проблемы формирования почв со ВГГ.

Ключевые слова: эволюция почв, голоцен, курганы, реликтовые горизонты, палеопочвы, радиоуглеродный возраст почв

DOI: 10.31857/S0032180X22020022

ВВЕДЕНИЕ

Второй гумусовый горизонт (**ВГГ**) – наиболее распространенный и ярко выраженный реликтовый (унаследованный) признак, обнаруживаемый в дерново-подзолистых, серых (Retisols, Luvisols) и других современных почвах с текстурно-дифференцированным профилем в пределах средней полосы Восточно-Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности, а также в некоторых других регионах [2, 16, 23, 25, 57, 64, 65] (названия почв даны согласно российской классификации и WRB [32, 85]). ВГГ залегает в нижней части элювиального горизонта данных почв, или в верхней части иллювиального горизонта, на глубинах от 15–25 до 70–80 см, в отдельных случаях до 100 см. За время, прошедшее с начала XX в.,

появилось много гипотез, объясняющих образование этого ярко выраженного признака. Кроме первоначальной точки зрения, по которой эти горизонты относятся к остаточным палеоклиматогенным, были предложены другие теории его происхождения, выделены турбационные, погребенные, палеогидрогенные, посткарбонатные и другие ВГГ (типология по [28]). По сравнению с гипотезой палеоклиматогенного происхождения ВГГ, другие обоснованы слабее. В частности, это относится к гипотезам погребения ВГГ и турбационного их образования. Последняя из вышеназванных гипотез обсуждается меньше других. Отметим, что в случае погребения, например, флювиального, или турбаций, таких горизонтов может быть образовано несколько (второй, третий гумусовый горизонт и т. д.), поэтому применять к ним, и вообще к погребенным горизонтам, термин второй гумусовый горизонт можно лишь условно.

По цвету и составу ВГГ не соответствуют характеру современного педогенеза. С проблемой генезиса ВГГ тесно связана еще одна – проблема палеочерноземов, обнаруживаемых в пределах лесной зоны [39, 90]. По основной гипотезе происхождения и те, и другие относятся к палеоклиматогенным образованиям. Следует отметить, что в настоящее время существуют значительные противоречия в реконструкциях изменений педогенеза и биоклиматических условий в голоцене. Например, от полного отрицания таких изменений до однозначного следования схеме климатических периодов Блитта–Сернандера [36, 63]. В связи с этим представляется, что именно такие яркие реликты, как ВГГ и палеочерноземы, не свойственные характеру педогенеза лесной зоны, позволят существенно откорректировать представления об эволюции почв и среды в голоцене [3, 42, 43, 60, 88]. Проблематика, относящаяся к происхождению почв со ВГГ, велика и разнообразна. В предлагаемой работе будут затронуты следующие вопросы эволюции почв со ВГГ: история изучения, систематизация, гипотезы образования ВГГ, их распространение, современные свойства ВГГ (морфологические и аналитические). Значение палеопочв курганов, пойм и депрессий рельефа для выяснения прототипов ВГГ. Аналоги почв со ВГГ за пределами России. Стадии эволюции, возраст ВГГ, устойчивость гумуса и процессы деградации ВГГ.

История изучения почв со вторым гумусовым горизонтом. Рассматриваемый горизонт, называемый в настоящее время вторым гумусовым, был обнаружен в 1914 г. в профиле дерново-подзолистых почв Западной Сибири [16] и серых лесных почв Северного Кавказа [64, 65]. Затем ВГГ были найдены на Восточно-Европейской равнине [23, 57]. По данным на середину 1980-х гг. ареал почв с установленными ВГГ существенно расширился и занимал большие пространства от лесостепи до подзоны средней тайги в пределах Западной и частично Средней Сибири, а на территории Восточно-Европейской равнины распространялся между севером лесостепной зоны и северной тайгой включительно [29, 57]. Еще позднее почвы со ВГГ были также идентифицированы на территории типичной и южной лесостепи центра Восточно-Европейской равнины [60].

Первоначально эти почвы назывались по-другому: вторичными подзолами [16], серыми лесными по чернозему [64, 65]. Для основного, северного ареала данных почв утвердилось название – вторично-подзолистые [23, 24]. Несмотря на естественные различия между ними, обусловленные географическими условиями: северные – неглубокие, предкавказские – глубокозалегающие, их генезис независимо друг от друга был объяснен сходно – деградационными процессами, приведшими к разрушению верхней части гумусовых профилей ранее формировавшихся почв. В основе предложенных Драницыным и Яковлевым гипотез и названий лежат идеи об эволюции почв и почвенного покрова. Во время появления этих гипотез шло становление докучаевского генетического почвоведения, для которого представления о развитии почв во времени и их превращениях в связи с изменениями среды являются естественными. Подобные взгляды можно найти у Докучаева [14, 15] и других исследователей [18, 33, 34, 46, 79, 80].

Термин “второй гумусовый горизонт” появился позже, например, в работе [40]. Название ВГГ для данного феномена, по нашему мнению, не вполне удачное. Оно предполагает расширительное толкование признака и далеко выходит за пределы исходно выделенного объекта, а именно, почв лесного генезиса с унаследованным (остаточным) темным гумусовым горизонтом, сформированным в иных условиях (степных или луговых {steppe or grasslands}[1]). С появлением и утверждением термина ВГГ в системе почвенной классификации, происходило все более широкое его толкование, что позволило называть одним термином и унаследованные, и погребенные, и иллювиальные гумусовые (современные) горизонты, и геологические реликты иных эпох (не имеющих отношения к голоценовой эволюции наблюдаемых почв). Более подходящим было бы название данного горизонта, как остаточно-гумусового [17].

Систематизация ВГГ и гипотезы образования. Наиболее полная систематизация ВГГ дана в работах [28, 29]. К собственно ВГГ в этих работах отнесены унаследованные палеоклиматогенные почвенные образования. В настоящей статье бу-

[1] В фигурных скобках в тексте статьи даны рекомендуемые авторами для перевода на английский индексы горизонтов, названия почв в WRB, а также другие обозначения и понятия.

дут рассмотрены происхождение и распространение почв со ВГГ, в первую очередь, с позиций первоначального понимания генезиса и эволюции этого образования – как палеоклиматического реликта (остаточного, унаследованного, связанного с деградацией верхней части исходного темноцветного горизонта). Подобные представления можно найти в работах [23, 25, 26, 41, 44, 53, 57].

Основываясь на этих представлениях можно дать следующее определение: ВГГ – это темноокрашенный горизонт, залегающий в профиле дерново-подзолистых, серых (Retisols, Luvisols) и некоторых других почв в пределах элювиального горизонта (EL), и/или в верхней части иллювиального горизонта (BT), на глубинах от 15–25 до 70–80 см, иногда до 100 см, непогребенный, остаточный, унаследованный от исходного горизонта AU черноземов или темногумусовых почв (Chernozems, Phaeozems), представленный устойчивыми формами гумуса, отличающимися от современных более светлых гумусовых горизонтов AY, сформированных под лесом.

На первом этапе изучения почв со ВГГ были выделены две основные стадии их формирования (степная и лесная), но возраст данных почв определялся предположительно. Впоследствии эти стадии были привязаны к этапам развития природной среды голоцена, чему способствовало развитие палеогеографии, представлений о возрасте почв и методов их датирования [9, 58, 62, 98]. Первоначально палеопедологические данные имели большое значение при построении схем эволюции среды в голоцене [9]. Большую роль в них играли результаты изучения почв с реликтовыми темноцветными горизонтами, но затем основное место заняли методы палеоботаники и другие в связи с развитием методического аппарата и технологий [38, 48, 58, 71, 74].

Число работ, посвященных почвам со ВГГ, чрезвычайно велико, поэтому в рамках одной статьи возможно упомянуть только самые значимые. Высказываются различные гипотезы генезиса этого реликтового признака. В большинстве работ ВГГ интерпретируются как реликтовые остаточные палеоклиматогенные образования [3, 11, 13, 16, 19, 23–25, 33, 41–43, 46, 47, 54, 60, 64, 65]. Иногда генезис остаточных горизонтов объясняется изменениями гидрологического режима, вызванными развитием рельефа или тектоническими движениями [31, 40, 56]. В ряде работ ВГГ рассматривается как погребенный реликт [36, 49].

Близкой к рассматриваемой нами, является проблема голоценовых черноземов, часто обнаруживаемых в пределах лесной зоны, например, черноземов Владимирского ополья [37, 39, 52]. В ареалах лесных почв (Luvisols) палеочерноземы найдены и в Центральной Европе [88, 90]. Там, как в нашей стране, черноземы обнаружены под курганами неолита и бронзы, ныне находящимися под лесом [3, 60, 78, 83, 86]. Данные почвы имеют большое значение для понимания истории педогенеза в голоцене и, в частности, показывают прототипы (термин [44]), послужившие основой для образования почв со ВГГ и позволяют выяснить характер эволюции исходных черноземов в почвы со ВГГ.

Отметим, что несмотря на длительное исследование почв со ВГГ, в проблеме их генезиса, как и в вопросах эволюции почв на границе между лесом и степью, остается много дискуссионного. С появлением альтернативных гипотез генезиса ВГГ интерес к данной проблеме в целом снизился, что, очевидно, связано с увеличением сложности проблемы и невозможностью ее решения на основании использования традиционных методов исследования. По нашему мнению, для получения более определенных результатов необходимо привлечение методов смежных наук: палеопочвоведения, палеогеографии, археологического почвоведения [22, 51].

Распространение ВГГ. ВГГ обнаруживаются на обширных территориях [57] в разных климатических условиях. Распространение остаточных ВГГ ограничено биоклиматическими и литологическими факторами, первые из которых обусловили общие закономерности формирования ВГГ, а вторые – различную сохранность горизонта на региональном и локальном уровне.

1. Биоклиматические факторы. Температура и количество осадков в ареале распространения почв со ВГГ различаются, но соотношение между температурой и атмосферными осадками близкое, в ландшафтном отношении соответствующее переходу от леса к степи. Ареал распространения ВГГ протягивается в виде широкой полосы вдоль южной границы лесной зоны, через Восточно-Европейскую равнину и Западно-Сибирскую низменность и, в виде отдельных островов, до Дальнего Востока [57]. Вторая, более узкая, полоса проходит вдоль предгорий Северного Кавказа (рис. 1).

2. Условия литологии и рельефа играют большую роль в появлении и сохранении ВГГ. Данные горизонты встречаются в основном в почвах, сформированных на покровных суглинках и лёссах. Только в единичных случаях ВГГ могут быть обнаружены на моренах и суглинистом аллювии, а в почвах на песках не встречались. Также большие сложности в изучении ВГГ и палеочерноземов возникают при малой мощности суглинков, их подстилании песком или красноцветными породами. Сохранность ВГГ также зависит от условий рельефа, определяющих гидрологический режим почв, и от гранулометрического состава. Например, исследования в Новосвободной (Адыгея), показали, что сохранность ВГГ

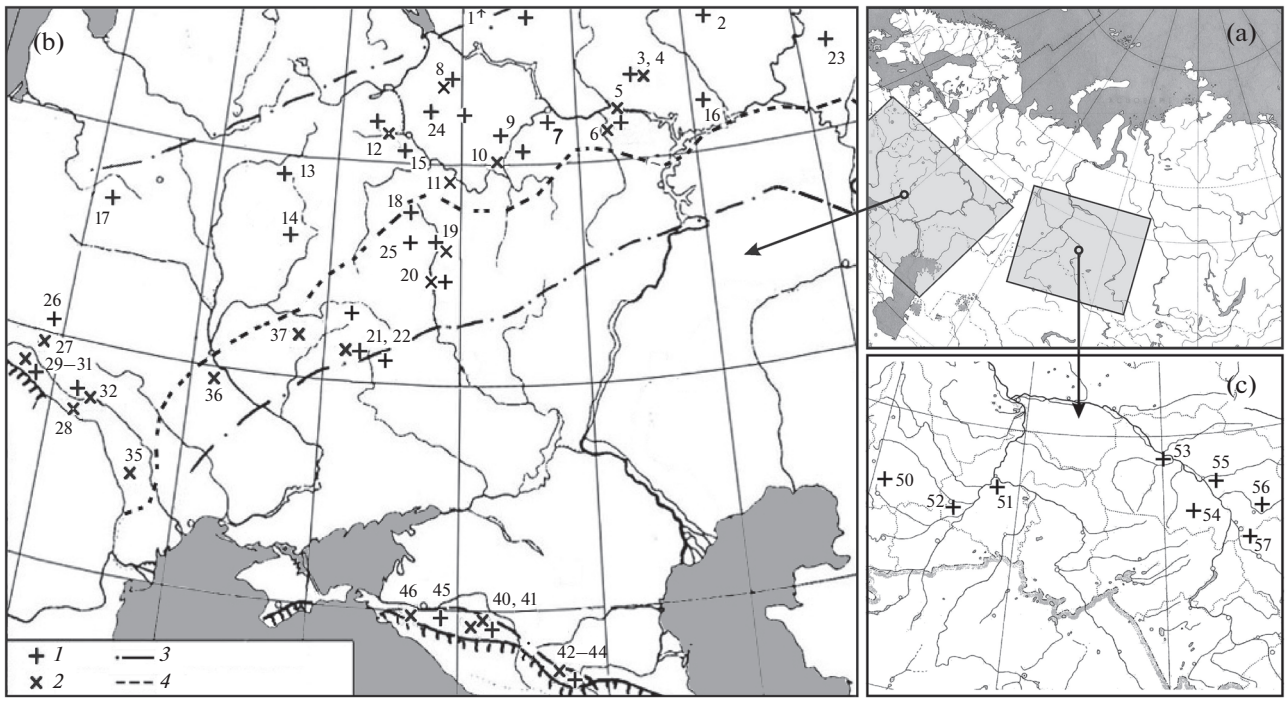


Рис. 1. Распространение ВГГ и темноцветных палеопочв (по материалам авторов и из ряда иных источников): a – основные территории исследования; b – Восточно-Европейская равнина; c – Западно-Сибирская низменность. *1* – ВГГ; *2* – погребенные черноземы и темногумусовые почвы; *3* – ареал ВГГ; *4* – граница между лесом и лесостепью. Цифры на карте: 1 – Тотьма [28], 2 – Яранск, 3 – Алеево, 4 – Прокопьево, 5 – Виловатово, 6 – Атликасы, 7 – Нижний Новгород, 8 – Ростов Великий, 9 – Муром, 10 – Ижевское, 11 – Рязань, 12 – Ранис, 13 – Смоленск, 14 – Ростиславль (данные Долговой), 15 – Подольск, 16 – Малмыж, 17 – Новогрудок, 18 – Куликово поле, 19 – Перехваль, 20 – Воронеж, 21 – Борисовка, 22 – Шебекино, 23 – Кунгур [23], 24 – Тириброво, 25 – Ефремов, 26 – Подгорцы, 27 – Сарники, 28 – Садгора, 29 – Дашава, 30 – Трускавец (данные Sulimirski, 1968), 31 – Н. Струтин, 32 – Троян вал, 35 – Кодры, 36 – Круглик, 37 – Ромны, 40 – Новосвободная, 41 – Богатырска поляна, 42 – Нальчик (данные Куликова), 43 – Урвань, 44 – Чикола, 45 – Вочепший, 46 – Азовская, 50 – Екатеринбург, 51 – Тобольск, 52 – Тюмень, 53 – Васюган [24], 54 – Андарма [24], 55 – Кеть [24], 56 – Чулым [25], 57 – Томск.

усиливается в почвах на участках с более тяжелыми породами, в профиле которых органо-минеральные связи становятся более прочными, а также на участках с ослабленным дренажом, в пределах которых даже небольшое усиление анаэробных условий ослабляет микробное разложение ОВ почвы [3]. При близком подстилании почв литогенными карбонатами устойчивость гумуса увеличивается еще больше.

В пределах обширного ареала ВГГ (Восточно-Европейская равнина, Западная Сибирь и Северный Кавказ) максимальная степень его выраженности характерна для светло-серых и серых лесных почв, к северу и югу от их ареала ВГГ выражены слабее – в зонах дерново-подзолистых и подзолистых почв ВГГ светлеют и постепенно выклиниваются, а в подзонах черноземов глинисто-дифференцированных (оподзоленных и выщелоченных) ВГГ не виден, так как унаследованный гумусовый горизонт включается в состав современного гумусового профиля [35]. Надо отметить, что не только на периферии ареала ВГГ, но и в пределах основного его ядра, в пределах широкой полосы от Прикарпатья до Енисея, распространение ВГГ не сплошное, а прерывистое, что связано с неоднородностью факторов его образования и деградации.

В пределах большой территории, на которой распространены почвы со ВГГ, биоклиматические условия различаются существенно. Это определило разнообразие исходных темноцветных почв, и произошедших от них ВГГ. На севере ареала, где в соответствии с условиями климата деятельность биоты ослаблена, исходные темноцветные горизонты были неглубокими, поэтому и ВГГ лежат близко от поверхности. Так, в подзолистых почвах Вологодской области, они появляются в виде пятен уже на глубине 6 см [28]. Наоборот, в южных регионах они залегают значительно глубже – во втором полуметре (рис. 2), что согласуется с мощными исходными черноземами [4]. Причем, географически обусловленные различия проявляются не только в мощности ВГГ и прототипов, но в их возрасте.

Кроме собственно остаточных климатогенных ВГГ, возраст и глубина которых соответствуют

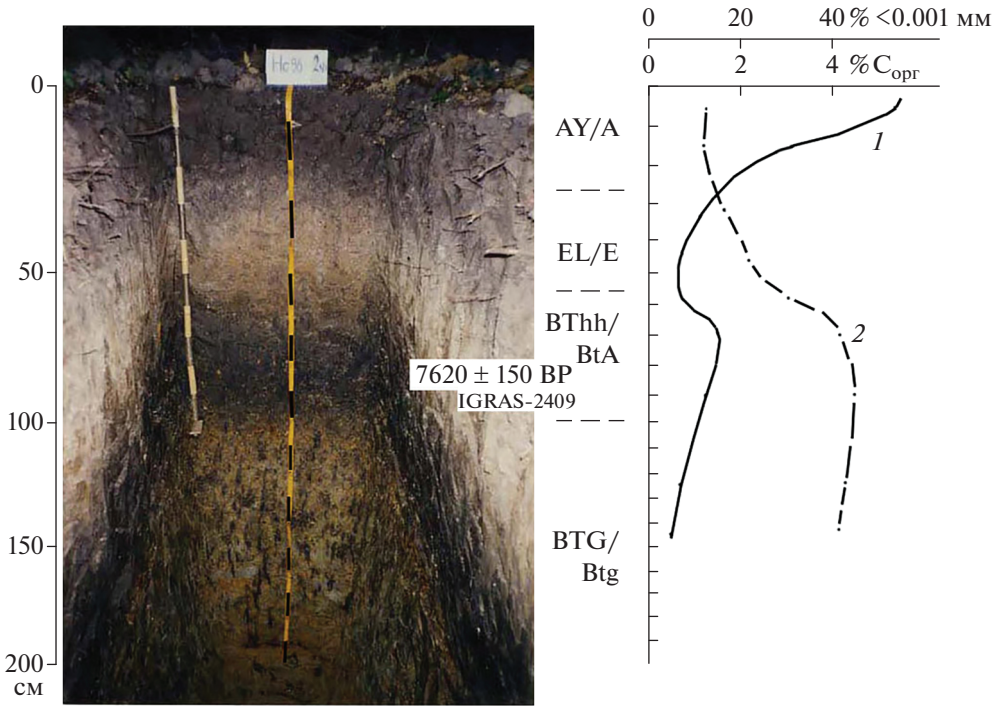


Рис. 2. Радиоуглеродный возраст, содержание гумуса (*1*) и фракции ила (*2*) в профиле серой почвы со ВГГ. Новосвободная, Северный Кавказ.

географии факторов и процессов их формирования, имеются погребенные и турбационные варианты, распространенные локально, их возраст и глубина могут быть разными.

Современные свойства ВГГ. ВГГ, истинные, палеоклиматогенные, могут быть охарактеризованы комплексом морфологических и физико-химических свойств. Анализ собственных и литературных источников показывает, что данные ВГГ залегают в строго определенных стратиграфических условиях: в светлом материале гор. EL, чаще в нижней части этого горизонта, а в случае мощных исходных гумусовых горизонтов и в верхней части гор. BT [25, 43]. В Предкавказье темные, хорошо сохранившиеся ВГГ залегают глубоко, в горизонте BT 60–100 см. Однако здесь следы темноцветного гумуса, сильно деградированного, видны выше в пределах нижней части гор. EL. Часто плохо сохранившиеся варианты ВГГ характеризуются пятнистостью гумусовой прокраски. Помимо темного цвета той или иной степени насыщенности, другие морфологические свойства исходного гумусового горизонта: комковатая структура, плотность, новообразования – не сохранились. Современные свойства ВГГ соответствуют тем горизонтам современного профиля, в пределах которых он располагается [25, 41, 44].

В связи с длительным залеганием ВГГ в агрессивной (кислой) среде в пределах верхней части профиля подзолистых, дерново-подзолистых и других почв с текстурно-дифференцированным профилем (в горизонте EL, или в верхней части горизонта BT), не только морфология, но и физико-химические свойства сильно трансформированы. Обычно это повышенная кислотность, пластинчатая или плитчатая структура в пределах горизонтов AEL, EL, ELB и ореховато-призматическая в горизонте BT. В микростроении ВГГ сохранились сгустки темной окраски, относящиеся к гумусу типа мулль, располагающиеся в осветленной массе элювиальных горизонтов AEL, EL, ELB, BEL [12, 30]. Степень трансформации исходных темноцветных почв очень высокая. Изменены даже такие устойчивые свойства, как мощность горизонтов, валовой и гранулометрический состав. Исследование палеопочв, располагающихся на большей глубине, чем ВГГ, показало, что в них полностью меняются только малоустойчивые свойства и признаки (pH, обменные катионы, содержание солей и педогенных карбонатов) [2]. Сохранность гумусовых горизонтов лучше, она зависит от генетического типа почвы. Серогумусовые горизонты, характерные для дерново-подзолистых и серых почв, разрушаются быстро, за сотни лет. Большой устойчивостью выделяются темногумусовые горизонты, особенно Ca-гумусовые горизонты черноземов, однако и они в отдельных случаях деградируют. Исследуемые темноцветные ВГГ, обладающие высокой степенью устойчивости ОВ, сходны по этому пока-

зателю с гумусовыми горизонтами черноземов. Несмотря на чрезвычайно высокую степень устойчивости ВГГ, они меняются, в частности, под действием процессов элювиирования в пределах горизонта EL, и вмывания гумусово-глинистого материала в горизонт BT [25]. Локально ВГГ разрушаются под действием турбаций, связанных с вывалами деревьев.

В результате деградации ВГГ содержание в нем $C_{орг}$ уменьшается и, несмотря на темную окраску, часто не превышает значений в светлоокрашенном элювиальном горизонте [25]. Это связано с потерей малоустойчивых фракций органического вещества (**ОВ**) и сохранением устойчивых фракций, которые даже при невысоком содержании обеспечивают темную окраску горизонта (вероятно, из-за наличия гуминов). Несмотря на такое уменьшение содержания $C_{орг}$, что указывает на сильную трансформацию ОВ, при датировании образцов гуминовых кислот (**ГК**) подобных деградированных горизонтов часто получаются древние радиоуглеродные даты, близкие к таковым для нормальных ВГГ. По данным наших исследований, большое значение в сохранении ВГГ имеют оксиды железа, которые, как и кальций, формируют прочные связи ОВ с минеральной частью почвы. Однако увеличение влажности и оглеенности профиля приводит к разрушению этих связей, к оттоку железа и потере гумусовой прокраски. При сильной деградации горизонта содержание гумуса и азота в нем сокращается до значений, близких к таковым в горизонтах EL, ELB и BT. При этом сохраняется неяркая гумусовая прокраска, имеющая пепельный оттенок. Отметим, что такой важный вопрос, как изменения состава гумуса ВГГ, изучен пока недостаточно и требует привлечения новых методов исследования.

В соответствии с залеганием на переходе от элювиального к иллювиальному горизонту текстурно-дифференцированных почв, гранулометрический состав ВГГ меняется вниз по профилю от сильнообедненного фракцией ила к слабообедненному, часто с морфологически выраженными явлениями иллювиирования. Изменения гранулометрического состава и других свойств происходят и в нижележащих горизонтах почвы. В результате выщелачивания карбонатов и последующего лессиважа исходный горизонт BCA стал бескарбонатным, в нем сформировались мощные глинистые кутаны, накопилось большое количество ила, и на его месте сформировался горизонт BT. Содержание ила в нем в 2 раза больше, чем в новообразованном элювиальном горизонте. Также здесь постепенно стираются и палеокротовины, но в большинстве случаев их устойчивость выше, чем собственно ВГГ.

Состав гумуса ВГГ дерново-подзолистых почв со временем нередко меняется на фульватный, но при этом сохраняется высокая доля второй фракции ГК [8, 25, 27]. Во многих случаях по составу ОВ ВГГ могут быть отнесены к классу гуматно-кальциевых [27]. Подобные свойства ОВ характерны для горизонта AU черноземов, и не характерны для актуальных гумусовых горизонтов AY дерново-подзолистых и других почв, формирующихся в пределах лесной зоны.

Радиоуглеродный возраст ВГГ – важнейший признак, подтверждающий реликтовость горизонта и позволяющий представить историю развития почв в голоцене [11, 12, 17, 28, 42]. Радиоуглеродное датирование фракций ОВ ВГГ показало закономерное увеличение возраста от первой фракции гуминовых кислот ко второй и далее к третьей [43, 44]. Следует отметить случаи существенного омоложения гумуса, особенно если ВГГ залегает неглубоко и сильно деградирован. В разрезе 2-71 (демонстрировался В.О. Таргульяном на экскурсии X международного конгресса почвоведов), на уровне горизонта EL2-ELB реликтовый ВГГ сохранился слабо, возраст гуминовых кислот составил 4440 ± 30 л. н. {BP} (ИГАН-65). В расположенном рядом разрезе 2-71а ВГГ сохранился лучше, возраст ГК здесь заметно больше – 5860 ± 60 л. н. (ИГАН-64) [2]. В районе Тобольска степень омоложения ГК выше и разница между датами, полученными из слабо- и хорошо сохранившихся ВГГ еще больше: 1910 ± 120 и 3340 ± 80 л. н. (Ki-19279, 19280). В целом радиоуглеродные даты показывают возраст ГК сохранившейся более древней нижней части исходного гумусового горизонта, однако ГК здесь часто омоложены в связи с неглубоким залеганием ВГГ. При этом степень омоложения дат невелика и основной их массив подтверждает отнесение ВГГ к среднему, а иногда, и к раннему голоцену.

Известно, что ^{14}C даты, полученные по ОВ почвы (по гуминовым кислотам или по общему ОВ), не показывают времени начала почвообразования, а в случае палеопочв – времени ее погребения. Они показывают mean residence time – среднее время пребывания углерода в почве [92]. Поэтому радиоуглеродные даты, полученные по ВГГ, и даже группы таких дат всегда моложе времени начала этапа формирования данных горизонтов. Более точно время формирования темноцветных прототипов ВГГ может быть определено по результатам изучения погребенных почв.

Важным признаком, позволяющим охарактеризовать условия педогенеза, являются палеокротовины [93]. В некоторых случаях в почвах со ВГГ обнаруживаются ходы, принадлежащие слепышам или другим степным грызунам-землероям [67]. Они имеют большие размеры и залегают глубоко, что характерно для почв степных регионов [94]. В более полном виде подобные ходы представлены в погребенных черноземах и других па-

леопочвах, связанных с почвами, имеющими ВГГ [69, 76]. В некоторых случаях в горизонтах ВТ дерново-подзолистых почв обнаруживаются палеокротовины, заполненные темноцветным материалом ВГГ, хотя сам ВГГ уже сильно разрушен [2]. Так, по кротовине из профиля подобной почвы (бассейн Малой Истры) получена дата 7570 ± 40 (ИГАН-402).

Исходные почвы – прототипы ВГГ. Реконструкция исходных почв, послуживших основой для образования ВГГ, – сложная задача. С целью ее решения детально изучались как сами ВГГ, так и особенности их нахождения в почвенном профиле и почвенном покрове [17, 24, 25, 41, 43]. Установлено, что прототипом ВГГ могли быть разные почвы, составлявшие неоднородный исходный почвенный покров, но все они характеризовались темными гумусовыми горизонтами (табл. 1). Для реконструкции исходных почв использовали данные по глубине залегания нижней границы ВГГ, а также по вариациям этой глубины по катенам и элементам почвенного покрова [25]. В итоге к числу прототипов были отнесены: черноземы и серые лесные почвы, дерновые, темногумусовые или условно названные – темноцветные почвы, а также лугово-черноземные и луговые почвы [25, 44]. Несомненно, что в исходном почвенном покрове, послужившем основой для формирования почв со ВГГ, присутствовали не только почвы, сформированные в автономных мезоморфных условиях – черноземы, темногумусовые {Phaeozem}, темно-серые [2, 25–27, 43, 60, 61]. Видимо, в понижениях рельефа уже на ранних этапах эволюции, создавались условия гидроморфизма, и как в настоящее время среди черноземов встречались черноземы квазиглеевые (черноземно-луговые почвы). Подобные варианты почв, соседствующих с дерново-подзолистыми и серыми почвами, содержащими ВГГ, изучены [25, 26, 43, 44].

Вместе с тем имеются представления о преимущественно палеогидроморфном происхождении ВГГ [17, 31]. В частности, в подтверждение гипотезы палеогидроморфного происхождения прототипа ВГГ приводятся данные фитолитных исследований ВГГ [7]. По нашему мнению, сохранение фитолитов в течение тысячелетий на уровне ВГГ, которые лежат неглубоко, практически у поверхности почвы, представляется маловероятным. Скорее всего, обнаруженные автором фитолиты относятся к последней стадии педогенеза, имевшей место в позднем голоцене. Их накоплению способствовало похолодание и увлажнение климата данного периода, и связанное с этим активное распространение болот в Западной Сибири и на других территориях [26]. О возможности быстрых трансформаций фитолитного профиля почв со ВГГ свидетельствуют данные, полученные на основе сравнительного анализа фитолитов погребенных темносерых почв бронзового века и фоновых дерново-подзолистых почв со ВГГ (средняя Волга), а также почв, погребенных под валами городища железного века на верхнем Дону [10]. Материалы, приведенные в [10, рис. 2 и 3] наглядно показывают, что за относительно короткое время (сотни лет) фитолитные спектры не только в поверхностных горизонтах, но и на уровне ВГГ могут полностью перестраиваться.

Длительное изучение почв со ВГГ не привело к решению проблемы их генезиса. Вероятно, реконструировать прототип ВГГ на основании изучения только современного профиля, включающего всего один реликтовый горизонт, выделяющийся только по цвету, а иногда по содержанию и составу гумуса, даже применяя большой комплекс методов, сложно. ВГГ лежит на небольшой глубине и подвергается длительному интенсивному воздействию процессов актуального педогенеза, в результате чего, несмотря на всю устойчивость гумуса, сохранилась только нижняя часть исходного горизонта AU, а в отдельных случаях связанные с ним палеокротовины. Данные определения возраста ВГГ по ^{14}C ОВ почвы не всегда однозначны. Иногда датировки по ГК достигают раннего голоцена [43, 44], иногда даты сильно омоложены. В связи с неглубоким залеганием ВГГ в нем не сохраняется пыльца и другие компоненты, исследование которых могло бы служить основой для проведения палеореконструкций. Поэтому большую роль должны сыграть палеопочвы, погребенные под курганами, другими насыпями или под аллювием, позволяющие исследовать исходной почвенный профиль во всей его полноте, а также получать даты, искаженные в меньшей степени. При большой глубине погребения таких почв хорошо сохраняются исходные морфологические и физико-химические свойства, угли, а иногда пыльца и др. [67, 83, 86].

Изменения биоклиматических условий в голоцене и ВГГ. Изменения педогенеза в голоцене во многом были связаны с изменениями биоклиматических условий [63]. Изменения климата в голоцене были не столь велики и не вызывали таких масштабных изменений среды, как в плейстоцене. Вместе с тем однозначно выделяются изменения общего характера, представленные потеплением в раннем голоцене, термическим максимумом около 5–6 тыс. л. н. и похолоданием в позднем голоцене. Общий характер изменений климата отражен на схемах [58, 59]. Согласно этим данным, максимум температур приходится на вторую половину атлантического периода, а максимальное увлажнение – на последнюю четверть голоцена. Кроме того, выявляются колебательные изменения температур и существенные региональные различия, в частности отличия в изменениях количества осадков на территории Восточно-Европейской равнины по сравнению с севером Западной Европы, для кото-

Таблица 1. Почвы со ВГГ, их возраст, природные условия и связанные с ними погребенные почвы археологических памятников (курганов и валов городищ)

Местоположение изучаемых участков	Современные биомы. Среднегодовая температура (°C) и осадки (мм/год)	Современные почвы, глубина ВГГ, см	Палеопочвы, название, глубина*, см	^{14}C возраст реликтового ВГГ ($_{rh}$) и палеопочвы ($_p$), л. н. {BP}, некалиб. (лаб. индексы см. табл. 2)	Реконструированный возраст темноцветной стадии, калиб.	Источник
Восточно-Европейская равнина						
Тотьма, Вологодская обл.	Средняя тайга +2.6, 615	Подзолистая 6–22	Аккумулятивно-гумусовая**	$7990 \pm 150_{rh}$	Ранний голоцен	[28]
Яранск, Кировская обл.	Южная тайга, +2.9, 600–620	Дерново-подзолистая, 14–24 (30)	Темногумусовые**	$5530 \pm 160_{rh}$ $7630 \pm 390_{rh}$ $8630–6500_{rh}$	10–5 тыс. л. н. {ka BP}	[43]
Алеево, Марий-Эл, курганы 4000***	Южная тайга–подтайга, +3, 550	Дерново-подзолистая, 9–18	Серая к темно-серой**** с карбонатным гор., 0–23	–	10–4 тыс. л. н.	[3]
Виловатово, Горномарийский р-н Марий-Эл, курганы 4000	Широколиственные леса +3.1, 550	Дерново-подзолистая, 20–40	Темно-серая**** с карбонатным гор., 0–43	$6440 \pm 150_{rh}$ $5550 \pm 150_p$ $8190 \pm 90_p$	10–4 тыс. л. н.	[3]
Атликасы, Чувашская республика, курган бронзы, около 4000	Широколиственные леса–лесостепь, +3, 540	Серая, 20–40(60)	Чернозем глинисто-иллювиальный, 0–60	–	12–2 тыс. л. н.	[3]
Ижевское, Рязанская обл. Курган бронзы, около 4000	Широколиственные леса, +4, 500–520	Серая, 45–60	Чернозем, 0–65	$5690 \pm 110_p$ $5830 \pm 110_p$	8–4 тыс. л. н.	Александровский, неопубл. данные
Борисовка, Белгородская обл., городище, вал 2350	Лесостепь. +7, 600	Серая 25–55	Чернозем, 0–40	$6080 \pm 150_p$	>10–1.7 тыс. л. н.	[76]

Таблица 1. Окончание

Местоположение изучаемых участков	Современные биомы. Среднегодовая температура (°C) и осадки (мм/год)	Современные почвы, глубина ВГГ, см	Палеопочвы, название, глубина*, см	^{14}C возраст реликтового ВГГ ($_{rh}$) и палеопочвы ($_p$), л. н. {BP}, некалиб. (лаб. индексы см. табл. 2)	Реконструированный возраст темноцветной стадии, калиб.	Источник
			Западная Сибирь			
Тобольск	Южная тайга, –1, 480	Дерново-подзолистая, 15–30	Темногумусовая[2]	$3340 \pm 80_{rh}$	10–4(2) тыс. л. н.	Юртаев, неопубл. данные
Томск	Подтайга, –1, 560	Дерново-подзолистая, 30–50	Черноземы, серые лесные, луговочерноземные и др.[2], от 28 до 58[2]	$4000–8600_{rh}$ ^{14}C возраст (некалибр.)	10–4 тыс. л. н.	[25, 26]
			Прикарпатье			
Сарники, курган, около 3500	Широколиственные леса +7, 800	Серая 35–85	Чернозем, 0–60	$5320 \pm 120_{rh}$	>10–4 тыс. л. н.	Александровский, неопубл. данные
Троян вал, городище 2350	Лесостепь. +9, 715	Серая 35–85	Чернозем, 0–85	$5030 \pm 120_{rh}$ $3420 \pm 70–7650 \pm \pm 120_p$	>10–<2	[3]
			Северный Кавказ			
Новосвободная, Адыгея. Курганы 5000–5300	Широколиственные леса, +10, 800	Серая 50–100	Чернозем, 0–85	$7130 \pm 40_{rh}$ $6455 \pm 100–9785 \pm \pm 580_p$	12–4	[69]
Богатырская поляна. Адыгея. Вал городища, 2300	Широколиственные леса, +9, >800	Серая, 60–100	Чернозем глинисто иллювиальный (деградированный), 0–100	–	12–<2	Александровский, неопубл. данные
Урвань, Кабардино-Балкария. Курган бронзы, около 4000	Лесостепь +9.5, 850	Серая <83	Чернозем, 0–55	–	12–<2	[4]

* Глубина залегания гор. А + АВ (от поверхности погребенной почвы).
** Реконструировано по ВГГ.
*** Возраст курганов и городищ в годах.
**** Со ВГГ.
Примечание. $_{rh}$ – по реликтовому гумусовому горизонту; $_p$ – по палеопочве.

рого была составлена климатическая схема Блитта–Сернандера [1, 5, 9].

До появления и распространения данной схемы представления об эволюции природной среды голоцена Европы были другими, они во многом основывались на результатах изучения почв с реликтовыми темноцветными горизонтами. По данным исследований на территории Восточной Европы предполагалось, что во время термического максимума уменьшалась влажность климата, почвы с мощными темными горизонтами продвигались к северу, а в течение позднеголоценового похолодания климат стал более гумидным, что вызвало смещение природных зон к югу [9]. По данным палинологов, полученным в основном по торфяникам и озерным отложениям, следы присутствия степной или лесостепной растительности в пределах современной зоны распространения ВГГ, встречаются реже. Можно упомянуть работы [38, 48]. В работе [38] приводятся данные о двух периодах приближения лесостепной растительности к бассейну Северной Двины (современная средняя тайга) в среднем голоцене.

Сходные схемы изменения почв и ландшафтов были распространены в Западной Европе [82, 89, 100, 101], но затем схема Блитта–Сернандера стала основной. В настоящее время представления о засушливом “черноземном” термическом максимуме голоцена развиваются в основном на основе палеопедологических исследований [81, 90]. Отметим, что в Северной Америке схема Блитта–Сернандера поддержки не получила, и основными оставались представления о пониженной влажности климата в период среднеголоценового термического максимума [73, 74].

Значение палеопочв для понимания эволюции почв со ВГГ. На территории Восточно-Европейской равнины, в ареале ВГГ – на Средней Волге, в Прикарпатье и Предкавказье, в пределах современных лесных ландшафтов с хорошо развитыми дерново-подзолистыми и серыми почвами, встречаются черноземы и иные почвы с темноцветными гумусовыми горизонтами, погребенные под курганами, валами городищ, под аллювием и другими отложениями голоцена.

В табл. 1 и 2 приведены пары, представленные погребенной и фоновой со ВГГ почвами, изученными на территории средней полосы Восточно-Европейской равнины, в Предкарпатье и Предкавказье. Помимо приведенных данных имеются и другие [3, табл. 16]: средняя Волга – Прокопьево, Юваново, городища раннего железного века (**РЖВ**) на средней Волге: Ернур, Юваново; Ромны; Прикарпатье – Дашава, городища РЖВ: Струтин и др.; Кодры – городище РЖВ; Предкавказье – Вочепший, Чикола, Азовская и др.). Эти почвы сформированы преимущественно на суглинках – лёссовидных, реже аллювиальных, на сходных элементах рельефа. Это важно, так как данные породы характеризуются пространственной однородностью, поэтому почвы на них сопоставимы и отражают изменения среды во времени. На других породах сопоставление фоновых и погребенных почв осложняется вариабельностью почвенного покрова и малой чувствительностью почв к изменениям биоклиматических условий.

Сравнительное исследование погребенных и фоновых почв, приведенных в табл. 1 и 2, показало следующее:

– В результате проведения нивелировок уровень поверхности почв под курганами и валами городищ, соответствовал уровню окружающей (фоновой) территории [3]. Следовательно, уровень поверхности почв в голоцене был стабильным, это опровергает гипотезу погребения ВГГ под некими плащами на больших территориях. Ранее к выводам о стабильности поверхности почв в голоцене на основании нивелировки поверхности погребенных почв большого числа курганов пришел Золотун [20].

– Радиоуглеродный возраст погребенных почв в рассматриваемых парах, обычно старше, чем ВГГ. Даты палеопочв относятся к атлантическому, а в некоторых случаях к бореальному и даже к пребореальному периодам голоцена.

– Во всех случаях погребенные почвы (прототипы ВГГ) представлены более “эвтрофными” (ксероморфными) вариантами, чем почвы со ВГГ. Поэтому имеющиеся предположения о преобладающем гидроморфном генезисе прототипов ВГГ не подтверждаются.

– Почвы, залегающие под курганами и валами, представлены темногумусовыми горизонтами и обычно содержат высоко залегающий карбонатный горизонт, тогда как фоновые почвы – серогумусовые обычно выщелочены от карбонатов глубоко или очень глубоко, а на месте горизонтов ВСА в их профиле лежат новообразованные горизонты ВТ.

– Мощность прогумусированной толщи погребенных почв часто меньше, чем глубина нижней границы ВГГ. Это обусловлено переносом гумусово-глинистого материала из верхней части исходного горизонта А в нижнюю, а также тем, что по сравнению с погребенной почвой, прекратившей свое развитие, фоновые почвы некоторое время продолжали развиваться по черноземному типу и увеличиваться по мощности.

На основе данных табл. 1 и 2 можно провести сравнительный анализ ВГГ с погребенными почвами, представляющими их прототип.

Особое значение имеют курганы, расположенные в предгорьях Северного Кавказа у станицы Новосвободной в урочище Клады [3, 4]. Они находятся на высоте 500–700 м над ур. м. Большие курганы Кладóв имеют высоту до 10 м. Их возраст

Таблица 2. Свойства и возраст палеопочв, связанных с изученными ВГГ (табл. 1), и реконструированные природные условия

Местоположение палеопочвы	Палеопочва, глубина, см	Фоновая почва со ВГГ	Дополнительные признаки палеопочв	^{14}C возраст палеопочвы ($_p$), лет назад	Лаб. индекс	Реконструируемые биомы/современные биомы	Источник
Восточно-Европейская равнина							
Алеево, Марий-Эл, курганы 4000	Серая к темно-серой с карбонатным гор., 0–23	Дерново-подзолистая	Кротовины. Карбонаты с 70 см/в фоне >250 см	–		Широколиственные леса/южная тайга	Александровский, неопубл. данные
Виловатово, Горномарийский р-н Марий-Эл, курганы 4000	Темно-серая с карбонатным гор., 0–43	Дерново-подзолистая	Кротовины. Карбонаты с 80 см/в фоне >270 см	$5550 \pm 150_p$ $8190 \pm 90_p$ $6440 \pm 150_{rh}$	ИГАН-604 ИГАН-602 ИГАН-605	Широколиственные леса/широколиственные леса–лесостепь	[3]
Атликасы, Чувашская республика, курган бронзы, около 4000	Чернозем глинисто-иллювиальный, 0–60	Серая со ВГГ	Кротовины. Карбонаты с 75 см/в фоне >170 см	–		Лесостепь/широколиственные леса	[3]
Ижевское, Рязанская обл., курган бронзы, около 4000	Чернозем, 0–65	Серая со ВГГ	Кротовины. Карбонаты со 100 см/в фоне >190 см	$5690 \pm 110_p$ $6590 \pm 170_p$ $5100 \pm 90_{rh}$ $5960 \pm 110_{rh}$	ИГАН-1216 Ki-19842, 19843, 19840	Степь/широколиственные леса	Александровский, неопубл. данные
Борисовка, Белгородская обл., городище, вал 2350	Чернозем, 0–40	Серая со ВГГ	Кротовины. Карбонаты с 46 см/в фоне со 122 см	$6080 \pm 150_p$	Ki-19109	Степь/лесостепь	[76]
Прикарпатье							
Сарники, курган бронзы, около 3500	Чернозем 0–60	Серая со ВГГ	Кротовины. Карбонаты со 105 см/в фоне >370 см	$5320 \pm 120_{rh}$	ИГАН-1503	Лесостепь/широколиственные леса	Александровский, неопубл. данные
Троян вал, городище 2350	Чернозем 0–85	Серая со ВГГ	Кротовины. Карбонаты с 90 см/в фоне со 125 см	3420 ± 70– $7650 \pm 120_p$ $5030 \pm 120_{rh}$	ИГАН-1060–1057 ИГАН-1064	Степь/лесостепь	[3]
Северный Кавказ							
Новосвободная, Адыгея, курганы 5000–5300	Чернозем, 0–85	Светло-серая со ВГГ	Кротовины. Карбонаты с 85 см/в фоне >150 см	$6455 \pm 100_p$ $9785 \pm 580_p$ $7130 \pm 40_{rh}$ $7620 \pm 150_{rh}$	ИГАН-1215 ИГАН-1154 ИГАН-1084, 2409	Лесостепь/широколиственные леса	[69]
Богатырская поляна, Адыгея. Вал городища, 2300	Чернозем деградированный, 0–100	Светло-серая со ВГГ	Кротовины. Карбонаты >150	–		Лесостепь/широколиственные леса	Александровский, неопубл. данные
Урвань, Кабардино-Балкария, курган бронзы, около 3500	Чернозем, 0–55	Серая	Кротовины. Карбонаты с 53 см/в фоне 83 см	–		Степь/лесостепь	[4]

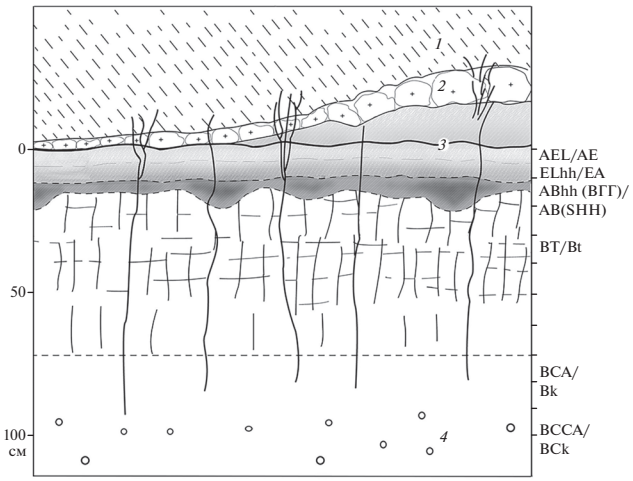


Рис. 3. Серая почва со ВГГ, погребенная под курганом эпохи бронзы около 4000 л. н. (Марий-Эл, Прокопьево, южная тайга): *1* – насыпь, сложенная из материала горизонтов почвы серого, темно-серого и бурого цвета; *2* – бурый суглинок, выброшенный из могильной ямы; в левой части рисунка он маркирует поверхность палеопочвы; *3* – поверхность погребенной почвы; *4* – карбонатные конкреции.

по данным ^{14}C-датирования относится к интервалу 5600–5200 калиб. л. н.[2] {BP} [45]. Современная растительность – дубово-буковые леса, почвы – серые с сильной текстурной дифференциацией профиля. Под курганами залегают черноземы средней мощностью 80 см, с хорошо сохранившимся карбонатным горизонтом и ходами слепышей. Даты получены по всему профилю черноземов: 6050 ± 170–9785 ± 580 (ИГАН-1946, 1154). В фоновых серых почвах встречаются ВГГ той или иной степени сохранности, залегающие на глубине 60–100 см. Даты по гумусу ВГГ соответствуют нижней части профиля черноземов, но с признаками некоторого омоложения – 7130 ± 40, 7620 ± 150 (ИГАН-1084, 2409). Рядом с Кладами, на Богатырской поляне исследован чернозем глинисто-иллювиальный (деградированный), погребенный под валом городища около 2300 л. н. В момент погребения чернозем находился в начале стадии деградации и уже имел маломощный горизонт EL. Ниже, на подгорной равнине с высотами <200 м (Майкоп, Кужора), на переходе к лесостепи, гумусовые горизонты исходных черноземов были еще мощнее, чем в Новосвободной, их деградация под лесом началась позже. Поэтому в фоновых темносерых почвах, элювиальная часть профиля тоньше (30 см), а ВГГ мощнее и достигает глубины 130–150 см.

[2] Возраст объектов и стадий дан в калиброванной (календарной) шкале времени. Калибровка дат выполнена по данным IntCal20 [95] с использованием программы OxCal 4.2 [75]. Имеющиеся в тексте собственно даты по ^{14}C даны в радиоуглеродной шкале времени.

Восточнее, в центральной части Северного Кавказа изучены погребенные черноземы ряда курганов в Урвани, Чиколе. Направленность эволюции почв та же, но климат более континентальный и засушливый, поэтому мощность черноземов и глубина залегания ВГГ уменьшаются.

Сходные черноземы обнаружены в Прикарпатье под курганами эпохи бронзы (Сарники, Дашава, современные буковые леса), тогда как под валами городищ раннего железного века (РЖВ) – Нижий Струтин и др., почвы обычно представлены серыми с хорошо развитыми осветленными горизонтами EL. Таким образом, здесь в условиях лесной зоны смена черноземов на текстурно-дифференцированные почвы произошла около 4000 л. н. [3]. Южнее, в лесостепи (Окопы, долина Днестра) исследования чернозема, погребенного 2350 л. н. под валом РЖВ (Троян вал), показывают, что здесь эта смена произошла позже, в последние 2000 лет. В фоновых серых почвах обнаруживается хорошо развитый ВГГ (35–85 см) и ходы землероев, сходные со слепышинами погребенных черноземов.

Несколько курганов с темноцветными палеопочвами изучены в ареале дерново-подзолистых и серых почв со ВГГ на Средней Волге, в пределах Чувашии и Марий-Эл [3]. В Атликасы курган бронзы расположен в ареале серых почв, ВГГ лежит на глубине 20–40(60) см. Под ним погребен чернозем глинисто-иллювиальный (оподзоленный)(Phaeozem) горизонт AU – 60 см, карбонаты определяются с 75 см. Севернее, в ареале дерново-подзолистых почв, изучено три кургана, под которыми погребены почвы со ВГГ и высокозалегающим карбонатным горизонтом: в Виловатово – темно-серые, горизонт AEL темный; ВГГ темный, хорошей сохранности, 15–43 см (рис. 3, 4). В Алеево и Прокопьево – погребены светло-серые почвы, горизонт AEL светлый, ВГГ темный, 7–23 см. Более молодые почвы и погребенные около 2 тыс. л. н., и фоновые – относятся к дерново-подзолистым.

Присутствие ВГГ в палеопочвах 4000 л. н. показывает, что история педогенеза и в раннем-среднем голоцене, была сложной. Ко времени создания курганов исходные темноцветные почвы уже прошли длительный этап текстурной дифференциации и деградации темноцветных горизонтов. Однако незадолго до создания курганов, вероятно, был непродолжительный период аридизации климата, в течение которого сформировались высокозалегающие карбонатные горизонты, но темные гумусовые горизонты появиться не успели. Предположительно именно резкое иссушение климата около 4500–4200 л. н. вызвало внедрение “курганных культур” эпохи бронзы в пределы современной лесной зоны. Более ранние этапы эволюции почв, проходившие в течение раннего-среднего голоце-

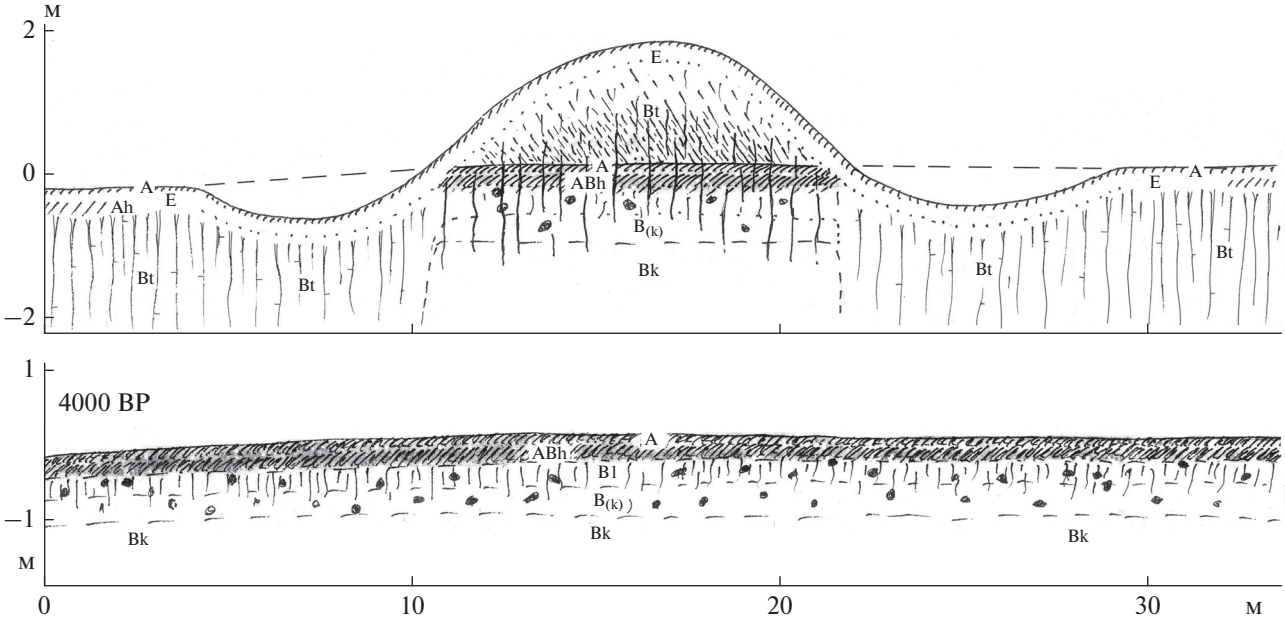


Рис. 4. Темно-серая почва со ВГГ, погребенная под курганом около 4000 л. н. (Марий-Эл, Виловатово, широколиственные лес).

на, были вызваны постепенным наступанием леса на степь, имевшим колебательный характер.

Дата по ВГГ из палеопочвы Виловатово (8190 ± 90, ИГАН-602) показывает, что стадия развития исходных темноцветных горизонтов относится к раннему голоцену, а начало их образования, возможно, к более древнему этапу. В раннем голоцене еще сохранялась континентальность климата, характерная для позднеледниковья [42]. Поэтому почвы (черноземы) тогда были маломощными и, очевидно, многогумусными, что свойственно черноземам континентальных регионов, например, Зауралья [63].

Малая мощность характерна и для почв аллереда, формировавшихся в условиях континентального климата. В Ярославской области (Теханово) аллередская почва лежит ниже ВГГ и имеет возраст 10300 ± 60 л. н., ИГАН-215 ([2], глубина 80–90 см, дата несколько омоложена); там же, в Максимовицах почва аллереда также подстилает ВГГ, здесь она омоложена сильнее (9810 ± 160 лет; ИГАН-1231 [66]), так как лежит ближе к поверхности (60–70 см). Почвы аллереда также изучены в Вологодской области (Тотьма, 11020 ± 240 ИГАН-373 [28]), в Москве (Тушино, 11780 ± 290, ИГАН-2319 и 11260 ± 300, Ки-10562). В их профиле признаки текстурной дифференциации отсутствуют, гумусовые горизонты маломощные, черные и характеризуются надмерзлотным (?) утяжелением гранулометрического состава. Данные почвы выделяются большой устойчивостью гумуса, возможно, они включены в состав некоторых наиболее древних ВГГ в северной части их ареала. Местами видно, как аллередские почвы вверх по катене поднимаются и сливаются с голоценовым ВГГ [2, рис. 5].

Почвы со ВГГ и погребенные черноземы найдены также в аллювии поймы и низких надпойменных террас рек Восточно-Европейской равнины. Палеочернозем в разрезе Садгора (Хотинская возв.) залегает на глубине 2 м в аллювии 10-метровой террасы небольшого левого притока р. Прут. По ГК чернозема получена дата 7580 ± 95 (ИГАН-1217). На поверхности аллювия в течение последних 5000 лет сформирована светло-серая почва {Luvisol} с ярко выраженными горизонтами EL и BT [3].

Погребенный чернозем и текстурно-дифференцированные почвы, обнаруженные в разрезе Ранис 2 высокой древней поймы Москвы-реки, исследованы достаточно детально [67, 68]. Профиль чернозема мощный, с карбонатным горизонтом и крупными кротовинами (ходы хомяков, определения Д. Пономаренко). Чернозем сформировался в первой половине голоцена, когда пойма не заливалась и существовала как надпойменная терраса. По профилю чернозема получено большое число радиоуглеродных дат: 5570 ± 50 (GIN-15105), 7810 ± 100 (Ki-18753), 8341 ± 34 (UOC-3109). Калиброванные даты по подстилающим и перекрывающим его отложениям позволяют отнести время формирования чернозема к 5300–10500 калиб. л. н. {cal BP}. Близкий возраст имеют черноземы и темногумусовые почвы (Phaeozems) других разрезов поймы. Выше по колонке в пойме рек Москвы и Оки залегают дерново-подзо-

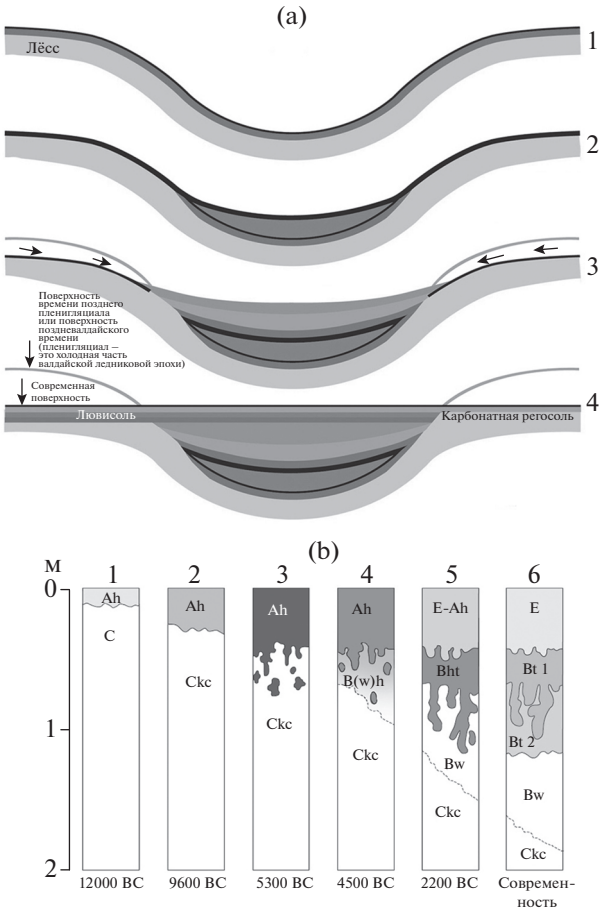


Рис 5. Палеопочвы на территории Германии: a – стадии формирования голоценовых черноземов в ложбинах, по [88]: 1 – камбисоли на лёссах; 2 – ранний–средний голоцен, развитие черноземов до 4700 л. н. при участии коллювиальных процессов; 3 – средний голоцен, эрозионные процессы; 4 – поздний голоцен, эрозионные процессы, формирование лювисолей, пахотный горизонт. b – эволюция чернозема в лювисоль и ВГГ на территории германии, по [90, 97]: 1 – лёсс, первичная почва; 2 – регосоль; 3 – чернозем; 4 – камбиковый чернозем; 5 – лессивированный чернозем; 6 – лювисоль.

листые и серые почвы, основной этап формирования которых, относится ко времени 2500–800 л. н. [68]. Также в пойме Москвы-реки обнаружена дерново-подзолистая почва со ВГГ, его возраст: 6640 ± 330, 6680 ± 80 л. н. (Ki-17147, Ki-19488 ВГГ) [67]. Она начала формироваться в раннем голоцене и прошла черноземную стадию, о чем кроме ВГГ свидетельствуют палеокротовины.

Аналоги почв со ВГГ за пределами России. Палеопочвенный метод успешно применяется при изучении сходной проблемы – происхождения голоценовых черноземов Центральной Европы [78, 89]. В данном регионе в пределах современных лесных территорий с почвами лесного генезиса черноземы и сходные с ними темногумусовые почвы найдены под курганами бронзового века и неолита [70, 78, 83, 86, 87]. Они обнаружены и под теллем среднеголоценового возраста в Центральной Германии [91]. Погребенные почвы определяются как черноземы [86] и сходные с ними (Chernic Phaeozem [87]). Распространение черноземов в среднем голоцене (неолит) на территории Центральной Европы не согласуется с климатической схемой Блитта–Сернандера. Поэтому некоторые авторы относят их формирование к суббореальному периоду [84]. Однако по данным радиоуглеродного датирования подобные черноземы длительным интервалом раннего-среднего голоцена [86].

О широком распространении в регионе степей свидетельствуют не только почвы курганов, но и западин (рис. 5a). Эти почвы определяются как черноземы, формировавшиеся с начала голоцена, и до 4700 л. н. [88].

В Центральной Европе обсуждается гипотеза антропогенного происхождения черноземов. Темную окраску почвы при этом связывают с выжиганием древесной растительности и накоплением black carbon, за счет вмывания частиц дисперсного угля [81]. Однако специальные исследования показали, что уголь представлен сгоревшими остатками не древесных, а травянистых растений [88]. По данным палинологии тогда доминировала степь (*Artemisia* и др.), и продолжался этот этап до 4000 л. н. [72]. Таким образом, сходная среднеголоценовая стадия распространения степи и черноземов по данным комплексных палеопочвенных исследований обнаруживается в Центральной и Восточной Европе [3, 88].

В Северной Америке также имеются признаки более раннего (8–4 тыс. л. н.) распространения черноземов [50, 96, 99] и позднеголоценового наступания леса на степь [6, 71, 73, 77].

В литературе по Центральной и Западной Европе, а также Северной Америке в отличие от черноземов ВГГ не упоминаются, но сходные представления о формировании подобных почв имеются, о чем, например, свидетельствуют рисунки из статьи [97], приведенные в работе [90]. Там на схемах эволюции почвенного профиля показано превращение чернозема в почву с элювиальным (E) и реликтовым остаточным гумусовым горизонтом (Bht, рис. 5b). ВГГ в профиле серых почв {Luvisols} также видны на иллюстрациях в работе [84], но специально не анализируются. Рассматривая данную проблему в 1980-х гг. Караваева и соавт. отмечали следующее: “... смены экологических обстановок, создавшие ВГГ, достаточно обычны для развития природной среды лесных областей умеренного пояса. Соответствующие этим экологическим сменам органо-аккумулятивные феномены многократно описаны, особенно в западноевропейской литературе. Од-

нако термин “второй гумусовый горизонт” для них никогда не употребляется, что исключало параллели с аналогичными генетико-эволюционными феноменами территории СССР” [29, с. 172–173].

Стадии эволюции почв, возраст ВГГ и его региональные различия. В развитии почв со ВГГ первоначально были выделены две основные стадии: формирования темноцветных горизонтов под степной или луговой растительностью и стадия деградации под лесной растительностью [16, 64, 65]. Переходная стадия параморфоза Яковлева, характеризовавшаяся слитизацией чернозема, характерна для почв Северо-Западного Кавказа, где распространены глинистые почвообразующие породы с высоким содержанием смектита. Здесь она является промежуточной и имеет подготовительное значение по отношению ко второй, основной стадии деградации исходного гумусового горизонта и развития серой почвы.

В некоторых случаях, для северных ВГГ выделялись три стадии: темноцветная, располагающаяся между двумя стадиями формирования элювиальных горизонтов [54, 55]. По мнению большинства исследователей, в том числе и нас, развитие элювиального осветленного горизонта, целиком охватившего ВГГ, происходило после темноцветной стадии [3, 11, 12, 23–25, 60, 65]. В частности, об этом свидетельствует изучение пар погребенных и фоновых почв, в которых признаки развитого горизонта EL появляются только в позднем голоцене. Все это свидетельствует о чрезвычайно высокой устойчивости ВГГ, имеющего исходный Са-гумусовый состав, и представленного в шлифах черными микросгустками стабильного ОВ [12, 30].

Исследование палеопочв с темноцветными гумусовыми горизонтами позволяет более определенно представить географию ВГГ и его прототипа. С юга и юго-запада ареала на север в пределах лесной зоны, глубина ВГГ уменьшается от 60–80 (серые почвы) до 30–40 см в дерново-подзолистых почвах (подтайга – широколиственные леса) и 20–25 см – в подзолистых (средняя-южная тайга). Соответственно, время перехода от темноцветной стадии к деградационной меняется от 4 до 8 калиб. тыс л. н. В лесостепи начало деградации: 2–1 тыс. л. н., глубина ВГГ на западе ареала 40–60 см, а в Предкавказье (Кубань) – до 130–150 см. В целом отмечается постепенное увеличение мощности и глубины залегания ВГГ к югу, с максимумом в лесостепи, и ее уменьшение при движении к востоку, и только в восточной части Западной Сибири, где увеличивается количество осадков, мощность и глубина ВГГ снова несколько возрастают.

Начало образования ВГГ можно отнести к раннему голоцену или аллереду (11 или 14 калиб. тыс. л. н.). На севере ареала, в образовании ранних ВГГ, возможно, участвовали темногумусовые почвы аллереда (14–13 калиб. тыс л. н.), оглиненные и обладающие очень высокой устойчивостью ОВ. В пределах основной части ареала ВГГ (южная тайга–подтайга) и в Предкавказье этот переход произошел позже, около 4000 калиб. л. н. Этому времени соответствует начало “верхнего максимума ели”, который имел место после резкого короткого иссушения климата 4500–4200 л. н. [58]. В южных регионах лесостепи данный переход произошел в первых веках н.э., или даже в начале Малого ледникового периода [3, 61]. В связи с этим черноземная стадия здесь наиболее длительная, а ВГГ наиболее молодой, поэтому и сохранность его лучше [17, 60].

Тесная зависимость распространения, мощности и глубины залегания ВГГ (и связанных с ними палеочерноземов) от условий среды полностью соответствует гипотезе остаточного палеоклиматогенного их происхождения. Наоборот, при седиментационном или турбационном погребении горизонтов, глубина их залегания, стратиграфическая позиция, и возраст произвольны, а распространение – локально. В некоторых случаях возможно сходство таких локально погребенных горизонтов с палеоклиматогенными. Но при этом для доказательства погребения подобных горизонтов нужны геоморфологические подтверждения – в каждом конкретном случае необходимо установить источники поступления материала, характер процессов его перемещения и осаждения. Еще сложнее объяснить погребением все ВГГ [36, 49]. Плащеобразное накопление материала на больших территориях в голоцене, а именно так датируются ВГГ, маловероятно. Для обоснования возможности подобных накоплений необходимо найти процессы, ведущие к формированию таких плащей, а также источники поступления материала в столь гигантских объемах. При погребении почв под плащом на больших территориях под ним должны оказаться торфяники, породы иного состава вместе с почвами, сформированными на них, чего не обнаруживается.

Определенное сходство с погребенными имеют турбационные ВГГ, выделенные [28]. В связи с этим следует отметить, что в последнее время стало ясно происхождение особых и часто встречающихся в профиле дерново-подзолистых и серых почв гумусовых горизонтов, залегающих на разной глубине в виде полос и, часто, под наклоном или представленных в виде пятен, и, во многих случаях, содержащих угольки. Подобные горизонты очевидно связаны с ветровальными турбациями, располагаются на глубине до 1 м и более, и не могут быть отнесены к ВГГ. Например, к ветровальным следует относить горизонты, залегающие на глубине от 6 до 80 см, обнаруженные на севере ареала их распространения [28].

Данные образования одновременно можно считать и турбационными и погребенными.

Эволюция почв была сложной и на юге ареала распространения ВГГ. В отдельных случаях здесь в палеочерноземах под горизонтом, перерытым слепышами и другими землероями, встречаются остатки нижней части горизонта Bt, принадлежащего краткой лесной стадии эволюции рубежа плейстоцена и голоцена [3]. Видимо, кроме двух основных стадий (среднего и позднего голоцена), на протяжении всего голоцена имел место ряд дополнительных стадий, связанных с короткопериодными колебаниями биоклиматических условий, и данная стадия была одной из первых. В эволюции почв со ВГГ такие стадии отчетливо проявляются на протяжении среднего голоцена. Выделяются стадия краткой аридизации климата около 4500 калиб л. н.; похолодания и увлажнения климата, начавшегося 4000 калиб. л. н.; аридизации около 2000 л. н.; и Малого Ледникового периода. С подобными изменениями климата могло быть связано циклическое формирование пограничного горизонта торфяников и ВГГ почв центра Европейской России [66]. К аналогичным выводам о направленном колебательном нарастании мощности черноземов в голоцене пришел Золотун [21].

Исследование почв со ВГГ чрезвычайно важно для выяснения общих вопросов эволюции педогенеза и палеогеографии в пределах умеренного пояса в голоцене. Результаты изучения ВГГ, палеочерноземов и других палеопочв свидетельствуют о существенных изменениях голоценового педогенеза. В настоящее время существуют значительные противоречия в реконструкциях эволюции педогенеза в голоцене, например, от полного отрицания изменений педогенеза и среды, до однозначного следования в реконструкциях схеме климатических периодов Блитта–Сернандера [36, 63]. Данные изучения ВГГ и палеочерноземов позволяют прийти к выводу о том, что на переходе от леса к степи, то есть в области основного экотона умеренного пояса, изменения педогенеза характеризовались высокой контрастностью, и развивались они не по схеме Блитта–Сернандера, а по иной схеме, которую можно было бы назвать схемой Герасимова–Маркова [9]. В ее основе факты нахождения палеочерноземов в лесной зоне, свидетельствующие о пониженном увлажнении климата и более северном расположении границы лес–степь в среднем голоцене [1, 3, 43, 60, 88, 96]. Имеются данные палеоклиматологии, палинологии и палеогеографии, показывающие подобные изменения среды в голоцене [5, 48, 58, 73]. Эволюция данных почв была неоднородной в пространстве. На участках с ослабленным дренажом существовавшие в исходном почвенном покрове гидроморфные почвы в позднем голоцене в результате увлажнения и похолодания климата могли эволюционировать в торфяно-подзолистые и перегнойные, возможно со ВГГ. Представляется интересным и важным исследовать подобные варианты эволюции почв со ВГГ. С целью решения проблемы необходимо расширение методических подходов, в частности, применение современных методов изучения ОВ, микроморфологии ВГГ и палеопочв, а также методов смежных наук.

Процессы деградации ВГГ и устойчивость гумуса этого горизонта. В исследуемых почвах разрушению ОВ способствуют многие процессы, характерные для верхней части профиля (кислотный гидролиз, деятельность микроорганизмов и др.). При усилении гидроморфизма деятельность микроорганизмов и связанная с ней деструкция ОВ ослабевают, поэтому ВГГ выражены хорошо. Но при дальнейшем усилении гидроморфизма происходит восстановление железа, оно становится мобильным, поэтому разрушаются железисто-гумусовые комплексы, в результате чего и железо, и темноокрашенное ОВ из ВГГ становятся мобильными и выносятся из почвы [3].

Вместе с тем ВГГ устойчив, что связано с исходными его свойствами. Материалы изучения погребенных почв и собственно ВГГ, проведенные нами и другими исследователями, показали повышенную устойчивость гумусовых горизонтов черноземов, что обусловлено стабильностью гуматно-кальциевых соединений. Эти горизонты могут сохраняться тысячи, десятки и сотни тысяч лет. Наоборот, гумусовые горизонты дерново-подзолистых, серых и других лесных почв неустойчивы и часто существенно деградируют уже через сотни лет после момента погребения. Большое влияние на ВГГ оказывают фито-, зоо- и другие турбации, а также современная распашка, особенно губительная для маломощных ВГГ на севере ареала их распространения [41].

Нельзя исключать существование других вариантов ВГГ деградационного характера, но не классических, связанных с изменениями климата на границе лес–степь и деградацией муллевых гумусовых горизонтов, а иных вариантов – собственно гидроморфных (вызванных деградацией перегнойных горизонтов при усилении дренажа), или природно-антропогенных (вызванных деградацией культурного слоя). Несомненно, подобные ВГГ будут разновременными и локальными. Вероятно, горизонты, сходные со ВГГ, могут образоваться при элювиальной деградации не только в кислых условиях, но и в щелочных. Например, в каштановых слонцеватых почвах и солонцах, часто под светлыми элювиальными надсолонцовыми горизонтами можно видеть темные гумусированные солонцовые горизонты, что внешне напоминает почвы с ВГГ. Возможно ли такое в почвах с элювиальными горизонтами в других природ-

ных зонах (тропической?) – пока можно только предполагать.

В настоящее время интерес к изучению почв со ВГГ в нашей стране несколько сократился, необходимо расширение методов исследования ОВ ВГГ, а также привлечение методов смежных наук. В Центральной Европе и Северной Америке почвы со ВГГ имеются, однако данный термин не применяется и, поэтому, ВГГ не изучаются. Вместе с тем исследования проблемы происхождения палеочерноземов среднего голоцена проводятся активно. По нашему мнению, объединение этих двух типов объектов и соответствующих им направлений исследования может привести к более определенному решению проблемы развития почв со ВГГ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах лесной зоны умеренного пояса обнаруживаются яркие признаки эволюции почв, представленные ВГГ и погребенными черноземами. Почвы со ВГГ распространены в зонах южной тайги – широколиственных лесов и в лесостепи на суглинисто-глинистых отложениях. Их ареал протягивается по средней полосе Восточно-Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности, а также по предгорьям Северного Кавказа. Основу ВГГ составляют особые гумусовые вещества, выделяющиеся чрезвычайно высокой устойчивостью, что позволяет им сохраняться в агрессивной среде элювиальных горизонтов дерново-подзолистых и серых почв. Подобной устойчивостью обладают гуматно-кальциевые соединения ОВ черноземов. Под действием биохимических и механических (вывалы деревьев) факторов ВГГ сильно трансформированы и поэтому сложны для исследования.

В ареале ВГГ встречаются черноземы и темноцветные почвы, погребенные под курганами и другими насыпями и отложениями. Они позволяют установить исходное состояние почв со ВГГ (прототип) и пути эволюции исходных почв на этапе их деградации.

Почвы со ВГГ и палеочерноземы, широко распространенные в пределах лесной зоны, свидетельствуют о достаточно контрастных изменениях педогенеза и биоклиматических условий в голоцене. Наступление леса на степь, вызванное увеличением влажности климата, началось в раннем голоцене, было колебательным, и достигло максимума в последнюю тысячу лет (в Малый ледниковый период). Попытки отнесения ВГГ и палеочерноземов исключительно к суббореальному периоду не оправдались, ^{14}C даты основного их ареала соответствуют времени 4–9 тыс. л. н., а в лесостепи эпоха формирования темноцветных почв продолжалась дольше, вплоть до 2 или 1 тыс. л. н.

В соответствии с условиями климата и биоты мощность ВГГ и его прототипа в северной части ареала (средняя–южная тайга) минимальная (20–30 см) и увеличивается к югу и к западу (60–80 см), максимальная мощность ВГГ в лесостепи Предкавказья (130–150 см). Время перехода от темноцветной стадии к деградационной наиболее раннее на севере ареала (около 8 тыс. л. н.) и позднее в лесостепи (2–1 тыс. л. н.).

Остаточные палеоклиматогенные ВГГ отражают состояние прошлого почвенного покрова, который на большей части ареала ВГГ относится к среднему голоцену, и представлен более эвтрофными вариантами почв. В современный почвенный покров, кроме сохранившихся элементов данного реликтового почвенного покрова, локально встроены гидроморфные, погребенные, литологические образования со сложным органопрофилем [23, 26, 28, 31, 40, 43].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-14-50488. Исследование вторых гумусовых горизонтов на территории лесостепи центра Восточно-Европейской равнины выполнено в рамках гранта РФФИ № 19-29-05012.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спасская И.И.* Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз. М.: Наука, 1978. 76 с.
2. *Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
3. *Александровский А.Л., Александровская Е.И.* Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
4. *Александровский А.Л., Бирина А.Г.* Эволюция серых лесных почв предгорий Северного Кавказа // Почвоведение. 1987. № 8. С. 28–39.
5. *Борзенкова И.И.* Изменение климата в Кайнозое. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 247 с.
6. *Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р.* Генезис и классификация почв. М.: Прогресс, 1977. 417 с.
7. *Гаврилов Д.А.* Генезис второго гумусового горизонта почв Васюганской наклонной равнины // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2016. № 85. С. 3–19. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-85-5-19

8. *Гаджиев И.М.* Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. 290 с.
9. *Герасимов И.П., Марков К.К.* Ледниковый период на территории СССР. М.: АН СССР, 1939. 462 с.
10. *Гольева А.А., Александровский А.Л.* Использование фитолитного анализа при решении генетико-эволюционных вопросов почвоведения // Почвоведение. 1999. № 8. С. 980–987.
11. *Добровольский Г.В., Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Ремезова Г.Л.* О генезисе и географии почв Томского Приобья // Почвоведение. 1969. № 10. С. 3–12.
12. *Добровольский Г.В., Афанасьева Т.В., Федоров К.Н., Шоба С.А.* Микроморфология и генезис вторично-подзолистых почв Западной Сибири // Почвоведение. 1972. № 12. С. 60–70.
13. *Добровольский Г.В., Урусевская И.С.* География почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 416 с.
14. *Докучаев В.В.* К вопросу о соотношениях между возрастом и высотой местности, с одной стороны, характером и распределением черноземов, лесных земель и солонцов, с другой // Вестник естествознания. 1891. № 1/3. С. 18–29.
15. *Докучаев В.В.* Русский чернозем. Отчет Императорскому Вольному экономическому обществу. СПб.: Императорское Вольное экономическое общество, 1883. 376 с.
16. *Драницын Д.А.* Вторичные подзолы и перемещение подзолистой зоны на севере Обь-Иртышского водораздела // Известия Докучаевского почвенного комитета. 1914. № 2. С. 31–93.
17. *Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н.* О природе “вторых” гумусовых горизонтов в почвах Западной Сибири // Отражение био-, гео-, антропосферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове. Мат-лы VI всеросс. конф. с международным участием, посвященной 125-летию со дня рождения Р.С. Ильина. 2016. С. 162–165.
18. *Дюшофур Ф.* Основы почвоведения. Эволюция почв (опыт изучения динамики почвообразования). М.: Прогресс, 1970. 592 с.
19. *Захаров С.А.* Борьба леса и степи на Кавказе // Почвоведение. 1935. № 3–4. С. 500–545.
20. *Золотун В.П.* О происхождении лёссовых отложений на юге Украины. // Почвоведение. 1974. № 1. С. 29–38.
21. *Золотун В.П.* Развитие почв юга Украины за последние 50–45 веков. Автореф. дис. ... д-ра с.-х. наук. Киев, 1974. 74 с.
22. *Иванов И.В., Александровский А.Л.* Методы изучения эволюции и возраста почв. Пущино, 1984. 54 с.
23. *Иванова Е.Н., Двинских П.А.* Вторично-подзолистые почвы Урала // Почвоведение. 1944. № 7–8. С. 325–344.
24. *Ильин Р.С.* О деградации и вторичноподзолистых почвах Сибири // Почвоведение. 1937. № 4. С. 591–600.
25. *Караваева Н.А.* Генезис и эволюция второго гумусового горизонта в почвах южной тайги Западной Сибири // Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978. С. 133–157.
26. *Караваева Н.А.* Современное заболачивание в почвах южной тайги Западной Сибири и эволюция почвенного покрова в голоцене // Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978. С. 158–210.
27. *Караваева Н.А., Субботина Е.Н.* О составе гумуса дерново-подзолистой почвы со вторым гумусовым горизонтом // Почвоведение. 1977. № 7. С. 23–33.
28. *Караваева Н.А., Черкинский А.Е., Горячкин С.В.* Второй гумусовый горизонт и проблема эволюции подзолистых суглинистых почв Русской равнины // Эволюция и возраст почв СССР. Пущино, 1986. С. 120–138.
29. *Караваева Н.А., Черкинский А.Е., Горячкин С.В.* Понятие “второй гумусовый горизонт”: опыт генетико-эволюционной систематизации // Успехи советского почвоведения. М.: Наука, 1986. С. 167–173.
30. *Карпова Д.В., Балабко П.Н., Чижикова Н.П., Бескин Л.В., Колобова Н.А., Хуснетдинова Т.И., Цымбарович П.Р., Беляева М.В.* Микроморфология, и минералогия серых лесных почв Владимирского ополья // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. № 94. С. 101–123. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-94-101-123
31. *Керзум П.П., Русаков А.В., Матинян Н.Н.* Геоморфологическое положение палеопочв и некоторые аспекты почвенного покрова центра Русской равнины в голоцене // Почвоведение. 1989. № 11. С. 28–35.
32. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
33. *Коржинский С.И.* Северная граница черноземно-степной области восточной полосы Европейской России в ботаническом и почвенном отношении // Тр. Об-ва естествоиспыт. при Казанском ун-те. 1891. Т. 22. № 6. 204 с.
34. *Коссович П.С.* Основы учения о почве. СПб., 1911. Ч. 2. № 1. 264 с.
35. *Лебедева И.И., Тонконогов В.Д.* Отражение эволюции ландшафтов в текстурно-дифференцированных почвах Северной Евразии // Проблемы эволюции почв: Мат-лы IV Всероссийской конференции. Пущино, 2003. С. 11–17.
36. *Макеев А.О.* Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 260 с.
37. *Никитин С.Н.* Владимирский чернозем // Изв. Геол. ком. 1885. Т. 4. С. 98–111.
38. *Никифорова Л.Д.* Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке европейской части СССР. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1980. 21 с.
39. *Николаев В.А.* Парагенезис полесий-ополий центральной России // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2013. № 5. С. 45–50.

40. *Петров Б.Ф.* К вопросу о происхождении второго гумусового горизонта в подзолистых почвах Западной Сибири // Тр. Томск. ун-та. 1937. Т. 92. С. 43–69.

41. *Прокашев А.М.* Голоценовая эволюция и антропогенная трансформация почвенного покрова Вятского Прикамья // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций. М.: ГЕОС, 2015. Гл. 14.2. С. 401–421.

42. *Прокашев А.М.* Почвы со сложным органопрофилем юга Кировской области: экология, свойства, генезис. Киров: Изд-во ВГПУ, 1999. 176 с.

43. *Прокашев А.М., Жуйкова И.А., Пахомов М.М.* История почвенно-растительного покрова Вятско-Камского края в послеледниковье. Киров: Изд-во Вят ГГУ, 2003. 143 с.

44. *Прокашев А.М., Соболева Е.С., Именитова А.С., Вартан И.А., Матушкин А.С., Охорзин Н.Д., Мокрушин С.Л., Бородатый И.Л.* Дерново-подзолистые почвы со сложным органопрофилем правобережной части бассейна нижней Вятки // Почвоведение. 2018. № 7. С. 801–814.

45. *Резепкин А.Д.* Новосвободненская культура (на основе материалов могильника “Клады”). СПб.: Нестор-История, 2018. 344 с.

46. *Роде А.А.* Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М.: ОГИЗ, 1947. 100 с.

47. *Рубцова Л.П.* К вопросу о дифференциации гумусового горизонта в серых лесных почвах // Бюл. Почв. ин-та им В. В. Докучаева. 1968. № 2. С. 3–10.

48. *Серебрянная Т.А.* Динамика границ Центральной лесостепи в голоцене // Вековая динамика биогеоценозов. Чтения памяти академика В.Н. Сукачева. М.: Наука, 1992. С. 54–71.

49. *Соколов И.А.* О генезисе, диагностике и классификации почв с текстурно-дифференцированным профилем // Почвоведение. 1988. № 11. С. 32–41.

50. *Спурр С.Г., Барнес Б.В.* Лесная экология. М.: Лесная промышленность, 1984. 479 с.

51. *Сычева С.А., Леонова Н.Б., Александровский А.Л. и др.* Естественнонаучные методы исследования культурных слоев древних поселений. М.: НИА-Природа, 2004. 162 с.

52. *Танфильев Г.И.* О Владимирском черноземе // Тр. Вольного экон. об-ва. 1896. № 1. С. 47–53.

53. *Таргульян В.О.* Развитие почв во времени // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1982. С. 108–113.

54. *Тюлин В.В.* Почвы Кировской области. Киров: Волго-Вятск. кн. изд., 1976. 288 с.

55. *Тюлин В.В., Россохина М.В.* Почвы со вторым гумусовым горизонтом Чепецко-Кильмезского водораздела // Почвоведение. 1967. № 7. С. 28–37.

56. *Тюрюканов А.Н., Быстрицкая Т.А.* Ополья Центральной России и их почвы. М.: Наука, 1971. 239 с.

57. *Хантулев А.А., Гагарина Э.И.* Материалы о генезисе и географии почв со сложным гумусовым профилем // Почвоведение. 1972. № 2. С. 3–13.

58. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.

59. *Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А., Климанов В.А., Черкинский А.Е.* Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Изв. РАН. Сер. географ. 1991. № 3. С. 30–42.

60. *Чендев Ю.Г.* Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. М.: ГЕОС, 2008. 212 с.

61. *Чендев Ю.Г., Александровский А.Л., Хохлова О.С., Дергачева М.И., Петин А.Н., Голотвин А.Н., Сарапулкин В.А., Земцов Г.Л., Уваркин С.В.* Эволюция лесостепного почвообразования на юге лесостепи Среднерусской возвышенности в голоцене // Почвоведение. 2017. № 1. С. 3–16.

62. *Шарпенсил Г.В.* Радиоуглеродное датирование почв // Почвоведение. 1971. № 1. С. 34–42.

63. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред.: В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.

64. *Яковлев С.А.* О деградации черноземов в западной части Северного Кавказа // Почвоведение. 1914. Т. 16. № 4. С. 1–20.

65. *Яковлев С.А.* Почвы и грунты по линии Армавир-Туапсинской железной дороги. СПб., 1914. 332 с.

66. *Alexandrovskiy A.L.* Soil evolution on the lower terraces of lake Nero // Eurasian Soil Science. 2011. V. 44. № 10. P. 1055–1067. https://doi.org/10.1134/S106422911100024

67. *Alexandrovskiy A.L., Ershova E.G., Krenke N.A.* Buried Late-Holocene Luvisols of the Oka and Moskva River floodplain and their anthropogenic evolution according to soil and pollen data // Quat. Int. 2016. V. 418. P. 37–48.

68. *Aleksandrovskii A.L., Ershova E.G., Ponomarenko E.V., Krenke N.A., Skripkin V.V.* Natural and Anthropogenic Changes in the Soils and Environment of the Moskva River Floodplain in the Holocene: Pedogenic, Palynological, and Anthracological Evidence // Eurasian Soil Sci. 2018. V. 51. № 6. P. 613–627.

69. *Alexandrovskiy A.L., Sedov S.N., Shishkov V.A.* The development of deep soil processes in ancient kurgans of the North Caucasus // Catena. 2014. V. 112. P. 65–71.

70. *Baumann W., Fritzsche C., Coblenz W., Fiedler H.J., Brückner H.-P.* Stratigraphische Befunde zur Schnurkeramik in einem Grabhügel bei Werben, Kr. Leipzig // Ausgrabung und Funde. 1983. V. 28. P. 1–10.

71. *Bettis III E.A., Benn D.W., Hajic E.R.* Landscape evolution, alluvial architecture, environmental history, and the archaeological record of the Upper Missouri Valley // Geomorphology. 2008. V. 101. P. 362–377.

72. *Bos J.A.* Lateglacial and Early Holocene vegetation history of the northern Wetterau and the Amöneburger Basin (Hessen), central-west Germany // Rev. Palaeobot. Palynol. 2001. V. 115. № 3–4. P. 177–204. https://doi.org/10.1016/S0034-6667(01)00069-0

73. *Bradley R.S.* Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary. San Diego: Academic Press, 1999. 613 p.

74. *Bradley R.S.* Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary. Amsterdam, San Diego: Academic Press, 2015. 675 p.

75. *Bronk Ramsey C.* Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. V. 51. № 1. P. 337–360. https://doi.org/10.1017/S0033822200033865

76. *Chendev Y., Aleksandrovskiy A., Khokhlova O., Skripkin V.* ^{14}C Dating to study the development of soils in the Forest-Steppe of the Central Russian Upland as a result of bioclimatic changes and long-term cultivation // Radiocarbon. 2018. V. 60. № 4. P. 1185–1198. https://doi.org/10.1017/RDC.2018.40

77. *Chendev Yu.G., Hubbart J.A., Terekhin E.A., Lupo A.R., Sauer T.J., Burras C.L.* Recent afforestation in the Iowa river and Vorskla river basins: a comparative trends analysis // Forests. 2016. V. 7. № 11. https://doi.org/10.3390/f7110278

78. *Czerny P.* Bodenkundliche untersuchungen an einer fossilen und einer rezenten Schwarzerde // Albrecht-Thaer-Archiv. 1965. V. 9. № 10. P. 867–881.

79. *Duchaufour Ph*. Precis De Pedologie. Paris: Masson & Cie, 1965.

80. *Duchaufour Ph*. L'évolution des sols: Essai sur la dynamique des profils. Paris: Masson et Cie, 1968. 93 p.

81. *Eckmeier E., Gerlach R., Gehrt E., Schmidt M.W.I.* Pedogenesis of Chernozems in central Europe – a review // Geoderma. 2007. V. 139. P. 288–299.

82. *Fink J.* Die Böden Österreichs // Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft. Wien, 1956. 100 p.

83. *Hejcman M., Součková K., Krištuf P., Peška J.* What questions can be answered by chemical analysis of recent and paleosols from the Bell Beaker barrow (2500–2200 BC), Central Moravia, Czech Republic? // Quat. Int. 2013. V. 316. P. 179–189

84. *Hildebrandt-Radke I., Makarowicz P., Matviishyna Z.N., Parkhomenko A., Lysenko S.D., Kochkin I.T.* Late Neolithic and Middle Bronze Age barrows in Bukivna, Western Ukraine as a source to understand soil evolution and its environmental significance // J. Archaeological Sci. 2019. V. 27. P. 101972. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2019.101972

85. 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.

86. *Kabała C., Przybył A., Krupski M., Łabaz B., Waroszewski J.* Origin, age and transformation of Chernozems in northern Central Europe – New data from Neolithic earthen barrows in SW Poland // Catena. 2019. V. 180. P. 83–102. https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.04.014

87. *Krupski M., Mackiewicz M., Kabała C., Ehlert M., Cendrowska M.* Earthen mounds in the Głubczyce Forest (SW Poland) – are they prehistoric long-barrows? Geoarchaeology of the Silesian soil record and human-environment interplay in the Holocene // Praehistorische Zeitschrift. 2021. in press

88. *Kuhn P., Lendorff E., Fuchs M.* Late glacial Period in the Holocene of soil formation and formation of colluvial deposits in loess landscapes of Central Europe (Wetterau, Germany) // Catena. 2017. V. 154. P. 118–135.

89. *Laatsch W.* Dinamik der mitteleuropaischen Mineralboden. Dresden, Leipzig, 1957. 280 p.

90. *Lorz C., Saile T.* Anthropogenic pedogenesis of Chernozems in Germany? – A critical review // Quat. Int. 2011. V. 243. № 2. P. 273–279.

91. *Lubos C.C.M., Dreibrodt S., Robin V., Nelle O., Khamnueva S., Richling I., Bultmann U., Bork H.-R.* Settlement and environmental history of a multilayered settlement mound in Niederröblingen (central Germany) – a multi-proxy approach // J. Archaeolog. Sci. 2013. V. 40. № 1. P. 79–98.

92. *Paul E.A., Campbell C.A., Rennie D.A., McKallum D.J.* Investigation of the dynamics of soil humus utilizing carbon dating techniques // 8th Int. Congr. Soil sci.: Bucharest. 1964. V. 3. P. 201–208.

93. *Pietsch D., Kühn P., Lisitsyn S., Markova A., Sinitsyn A.* Krotovinas, pedo- genetic processes and stratigraphic ambiguities of the Upper Palaeolithic sites Kostenki and Borshchevo (Russia) // Quat. Int. 2014. V. 324. P. 172–179.

94. *Ponomarenko D., Ponomarenko E.* Describing krotovinas: A contribution to methodology and interpretation // Quat. Int. 2019. V. 502. P. 238–245.

95. *Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Butzin M., et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62. № 4. P. 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

96. *Ruhe R.V., Scholtes W.H.* Ages and development of soil landscapes in relation to climatic and vegetational changes in Iowa // Soil Sci. Soc. Proceedings. 1956. P. 264–273.

97. *Schalich J.* Boden- und Landschaftsgeschichte // Der bandkeramische Siedlungsplatz Langweiler. 1988. V. 8. P. 17–29.

98. *Scharpenseel H.W.* Radiocarbon dating of soils – problems, troubles, hopes // Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols. Jerusalem, 1971. P. 77–88.

99. *Schwalb A., Dean W.E.* Reconstruction of hydrological changes and response to effective moisture variations from North-Central USA lake sediments // Quat. Sci. Rev. 2002. V. 21. № 12–13. P. 1541–1554.

100. *Stremme H.* Die Böden des deutschen Reiches und der freien Stadt Danzig. Miteiner Übersichtskarte 1 : 1000000 // Petermanns Geographische Mitteilungen. Ergänzungsh eft 226. 1936.

101. *Stremme H.* Grundzüge der Praktischen Bodenkunde // Gebrüder Bornträger. Berlin, 1926.

Soils with a Second Humus Horizon, Paleochernozems and History of Pedogenesis on the Border between Forest and Steppe Areas

A. L. Alexandrovskiy[1, *], Yu. G. Chendev[2], and A. A. Yurtaev[3]

[1] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

[2] *Belgorod State University, Belgorod, 308015 Russia*

[3] *Tyumen State University, Institute of Environmental and Agricultural Biology (X-BIO), Tyumen, 625003 Russia*

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

The article discusses the problem of the genesis and evolution of soils with a second humus horizon (SHH) – the most striking relict feature in the profile of Retisols and Luvisols. The Middle Holocene radiocarbon age of the SHH, its dark color and the discrepancy between the properties of the modern humus horizons of forest soils determined the main issues in the study of this phenomenon – the nature of climate changes and displacements of the boundaries of natural zones in the Holocene, as well as the reflection of these changes in the evolution of the soil profile. The purpose of the work is to consider the history of study, systematization, distribution, hypotheses of formation, modern properties of SHH; on the basis of the analysis of the Holocene paleosols, to find out the prototype of this horizon, its age and stages of evolution in the Holocene; to identify analogs of soils with SHH outside Russia. According to the accepted hypothesis, SHH are residual, paleoclimatogenic formations. The basis of VHG is dark humic substances, which were formed in the first half of the Holocene and are characterized by extremely high stability. This allows them to survive in the aggressive environment of the eluvial horizons of Retisols and Luvisols. Under the influence of biochemical and mechanical (tree felling) factors, SHH are strongly transformed and therefore difficult to study. At the same time, well-preserved chernozems and dark-colored soils {Phaeozems}, buried under mounds and other embankments and sediments, which make it possible to establish the prototype of the SHH and its degradation in the late Holocene, are found in the SHH area. Within the East European Plain, the thickness and age of the SHH vary in accordance with the hypothesis of the residual paleoclimatogenic genesis of this horizon. The article also examines the validity of the hypotheses of the buried and hydrogenic origin of SHH. At present, the study of soils with SHH in our country has weakened. In Central Europe and North America, soils with SHH have not been studied, but research into the problem of relict chernozems is being actively pursued. In our opinion, the combination of these two types of objects and, accordingly, the directions of research can lead to a more definite solution to the problem of the formation of soils with SHH.

Keywords: evolution of soils, Holocene, mounds, relict horizons, paleosols, radiocarbon age of soils

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 168–175

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.445.12

ПРЕДЛОЖЕНИЯ К КЛАССИФИКАЦИИ ТОРФЯНЫХ ПОЧВ

© 2022 г. Л. И. Инишева*

Томский государственный педагогический университет, ул. Киевская, 60, Томск, 634061 Россия

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

Поступила в редакцию 12.04.2021 г.
После доработки 13.09.2021 г.
Принята к публикации 30.09.2021 г.

Благодаря опубликованным в последнее время работам по классификации и диагностике почв России сделано существенное продвижение вперед в теоретическом и практическом почвоведении. В статье изложены представления по классификации торфяных почв, которые занимают около 9% земельного фонда страны, и их площади увеличиваются с каждым годом. Показано, что органическая и минеральная части торфяных почв – субстантивно-функциональная система, представляющая собой генетически единый почвенный профиль с фиксированной в нем историей развития. Предложено весь торфяной профиль до подстилающих минеральных пород принять за торфяные почвы. Высказано мнение, что за основу классификации торфяных почв стоит использовать подход, изложенный в классификации торфов и торфяных залежей, разработанной Московским торфяным институтом под руководством С.Н. Тюремнова. Высшей таксономической единицей в этой классификации является тип, выделенный по условиям образования торфяного профиля, низшей единицей – вид, в основу выделения которого положен геоботанический состав торфов. На примерах рассмотрено, что, выделение таксономических единиц, основанное на видовом составе торфов, будет более объективно оценивать каждый стратиграфический слой торфяной почвы.

Ключевые слова: классификация почв России, торфяной профиль, диагностические критерии деления торфяных почв

DOI: 10.31857/S0032180X22020071

ВВЕДЕНИЕ

Торфяные почвы на 50–95% состоят из растительных остатков, прошедших стадию трансформации органических веществ, чрезвычайно переувлажнены и занимают около 9% территории России, а вместе с заболоченными землями 21% [7]. За годы исследований накоплен большой фактический материал по торфяным почвам, доказана их огромная биосферная роль, систематизированы таксономические уровни их организации [19]. Предложены разные варианты классификации. Но до настоящего времени генетически единый торфяной профиль до подстилающей породы с фиксированной историей его развития делится почвоведами на две части: торфяная почва не глубже 1 м и далее органогенная порода. Эти взгляды широко отражены в работе Скрынниковой [27]. Разработанные ею классификационные показатели легли в основу современной классификации почв органогенного ствола. Подробно это изложено ранее [16]. Таргульян [30] писал, что теоретико-понятийная база почвоведения должна уточняться. Это положение относится и к торфяным почвам. На наш взгляд, важно принять положение, что в понятие “торфяная почва” включается весь торфяной профиль и верхние горизонты подстилающих минеральных пород. Недавно опубликован вариант классификации почв Австралии [40], которая построена не на генетической основе, но профиль торфяных почв принят до подстилающей породы. Торфяные почвы в геологических масштабах представляют собой новейшие образования, возникшие в период голоцена. Считается [27], что миграционный поток к минеральным почвообразующим породам в торфяных почвах выражен незначительно в силу высокой водоудерживающей способности и слабой фильтрации почв, но болотный рельеф – неоднородный, поэтому происходит внутриболотный переток мигрирующих вод, обеспечивая инситность процессов. Миграция воды в торфяных почвах происходит и снизу вверх, что определяется процессом торфообразования. Древняя минеральная почва, подвергшаяся заболачиванию, выполняет роль почвообразующей породы по отношению к формирующейся на ней торфяной почве, в дальнейшем между ними сохраняется тесная генетическая связь. Основное количество зольных элементов в торфах накапливается на исходном этапе торфообразования, когда их источ-

ником служит минеральный субстрат. Корневая система следующего слоя торфообразователей потребляет минеральные элементы первого слоя, образуя биогенную форму миграции элементов по Бахнову [3]. Так происходит перераспределение элементов по профилю торфяных почв и формируется зона, охваченная потоками вещества и энергии, в которой микробное сообщество активно преобразует органическое вещество растений. Таким образом, торфообразование является следствием заболачивания территории, заключающегося в анаэробной, преимущественно субаквальной консервации растений-торфообразователей. За последнее время опубликовано много работ, касающихся кинетики биохимических процессов в профиле торфяных почв, что позволило прийти к выводу о его микробиальной и биохимической активности до минеральной породы [17, 33, 39, 41]. Торфяная почва – субаквальная, инситная система со знаком минус (направлена вверх) вместе с подстилающей минеральной породой представляет генетически единый почвенный профиль с фиксированной в нем историей развития. Аналогичной точки зрения придерживались Глинка [9], Вильямс [6], Виленский [5], Кравков [21], Ефимов [12] и др. Докучаев в 1886 г. [11] в классификации почв выделил класс типичных болотных почв с полным их профилем, включая верхнюю часть минеральной породы. Принятие этого положения за основу будет соответствовать современному объему знаний о торфяных почвах и позволит уточнить их классификацию с генетических позиций.

Цель работы – определить подходы к классификации и систематике торфяных почв на основе использования генетической классификации видов торфа и торфяных залежей, разработанной под руководством Тюремнова [32].

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

На международных конгрессах по торфу учеными Финляндии, Польши, Швеции, Германии, Италии и других стран периодически докладываются разные классификационные построения [34–38], но эти классификации учитывают условия среды или преследуют цели их освоения и направления использования. Как правило, критерии, используемые отдельными исследователями, различны. Меняется не только количество выделенных разновидностей торфа, но и типологический ряд.

Становление научных представлений о болоте в российской науке происходило при рассмотрении его как целостного природного объекта, находящегося в движении и развитии [29]. Эти положения нашли отражение в работах Пьявченко [23, 24], Иванова [15], Богдановской-Гиэнеф [4], Глебова [8] и тематическом сборнике [31]. В результате приняты определения болота и заболоченных почв. Болото – это участок земной поверхности, для которого характерно постоянное застойное увлажнение и, как следствие, формирование специфической растительности, накопление частично разложившегося органического вещества, превращающегося далее в торфяную залежь, слоем не менее 30 см. При глубине торфа менее 30 см участок относится к заболоченным землям. Заболоченные земли представляют собой начальные этапы развития болот, которые не обязательно будут иметь продолжение. Эти понятия приняты российскими учеными и практиками, что позволило в последующем провести кадастровую оценку торфяных ресурсов и торфяных (болотных) почв России.

По отношению к классификации органогенных почв возможно следующее определение: ствол органогенных почв представлен торфяными почвами, для которых характерно постоянное застойное увлажнение и, как следствие, образование органогенного профиля, состоящего из слоев частично разложившихся растительных остатков болотной растительности, превращающихся в дальнейшем в торфяной профиль слоем не менее 30 см вместе с верхним слоем почвообразующей породы. Мощность торфяного профиля, необходимая для идентификации почвы, колеблется в пределах от 30 см до подстилающих минеральных пород. При глубине менее 30 см почвы относятся к другим отделам и стволам классификации почв. Торфяные почвы состоят из высокомолекулярных продуктов разложения и растительных остатков высокополимеров целлюлозной природы, свойства которых определяются, прежде всего, ботаническим составом торфов, слагающих их профиль (залежь). Торфяная почва делится на слои, мощность которых определяется однородностью ботанического (флористического) состава торфов. Поэтому подходить к их исследованию и классификации следует с ботанических позиций. Главными критериями классификации торфяных почв являются особенности их стратиграфического сложения. Во-первых, это степень участия в сложении торфяного профиля тех или иных видов торфов. Во-вторых, последовательность смены слоев торфов, слагающих профиль.

Основные показатели торфов – ботанический состав, степень разложения и зольность. Под ботаническим составом торфа подразумевается сочетание всех тканей неразложившихся растений, на основе которого определяется исходный фитоценоз, выясняется его генезис и химический состав. В образце торфа все выявленные растения-торфообразователи перечисляются в процентном отношении, по преобладающему виду дается название торфа. Например, в образце торфа содержится: *Betula nana* (5%), *B. pubescens* (5%), *Carex*

lasiocarpa (5%), *C. vesicaria* (20%), *Comarum palustre* (5%), *Menyanthes* (+), *Equisetum* (10%), гипновые мхи (40%), название торфа – осоково-гипновый эвтрофный. Определение ботанического состава торфов требует специальных знаний и практического навыка по морфологии и анатомии сосудистых болотных растений и мхов, так как отнесение торфа к тому или иному типу основывается на их видовом определении. Для этого существуют специальные ключи-определители торфов по растительным остаткам [22, 28]. Например, олиготрофный торф – торф, образовавшийся из растительности олиготрофного типа, а примесь остатков растительности эвтрофного типа не превышает 5%. Эвтрофный торф (по некоторым авторам евтрофный) – торф, образовавшийся из растительности эвтрофного типа, примесь остатков растительности олиготрофного типа не превышает 5%. И при этом видовой состав растений торфообразователей каждого типа торфа известен.

Также идентифицируется торфяная залежь. “К залежам низинного типа относятся залежи, сложенные полностью или более чем наполовину видами низинного торфа, причем слои видов верхового торфа не превышают 0.5 м” [28, с. 21]. И это правильно, так как в торфяном профиле любой мощности, в том числе до 1 м, могут присутствовать и верховые, и переходные, и низинные виды торфов. Отсюда следует, что частота отбора образцов определяется детальностью исследований, и иногда отбор осуществляется по 1–5 см по всему торфяному профилю и только после определения ботанического состава однородные слои могут объединяться. Это одна из основных ошибок почвоведов, работающих с торфяными почвами, когда отбор образцов проводится по цвету торфяного профиля. Цвет торфяного профиля сигнализирует только о степени разложения растительных остатков и только в качественных показателях. Почвенные горизонты в торфяном профиле представляют собой различающиеся по ботаническому составу слои, видовой состав торфов которых и их свойства определяются генезисом.

Одновременно с ботаническим составом определяется степень разложения торфа, которая характеризуется процентным содержанием в торфе аморфной массы, включающей гуминовые вещества и растительные ткани, утратившие клеточное строение. При содержании аморфной массы до 20% торф относится к низкой, от 25 до 40% – к средней и более 40% – к высокой степени разложения.

Зольность в торфах оценивается отношением ее массы к массе торфа, и ее значение не превышает 50%. Источником минеральных соединений торфа служит привнос минеральных компонентов с паводковыми и грунтовыми водами, воздушная и биогенная миграция.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТОРФОВ И ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ТОРФОВЕДЕНИИ

Генерализуем приведенные выше понятия, начнем с классификации торфов, которая используется в торфоведении (рис. 1). Генетическая классификация видов торфа разработана в 1951 г. Московским торфяным институтом и утверждена Главторффондом РСФСР [31, с. 21] на основе огромного экспериментального материала геолого-разведочных и экспедиционных исследований на всей территории России. Классификация связывает виды торфа с видами растений, органическое вещество которых образовало конкретный торф. При ее построении учтены: требовательность фитоценозов к условиям водно-минерального питания и кислотности среды (тип торфа), степень увлажнения (подтип торфа): слабоувлажненные – лесной, среднеувлажненные – лесо-топяной и сильноувлажненные – топяной. По преобладанию жизненных форм растений и увлажнению выделено 6 групп. К настоящему моменту выявлено более 150 видов торфа: низинных – 65, переходных – 41, и верховых – 44. Классификация может дополняться в условиях разных регионов, например, для Западной Сибири [20], которая разработана на основе анализа ботанического состава почти 100 тыс. образцов торфа, отобранных на 1400 болотах в пределах всего Западно-Сибирского региона.

Классификация видов торфяных залежей, разработанная в 1951 г., построена на ботанико-стратиграфическом принципе с генетической основой, позволяющей проследить динамику развития торфяной залежи (рис. 2). Совокупность генетических условий формирования залежи (условия водного режима, минерального питания, рельеф и др.) принята за основу выделения высших таксономических единиц – типов залежей, из которых (четвертый тип (смешанная залежь) не обсуждается, так как для классификации торфяных почв он не имеет значения). Система таксономии в классификации построена с учетом стратиграфических особенностей и условий образования, то есть степени участия в сложении залежей видов торфа и последовательности их чередования.

В пределах типов выделяется три подтипа. Каждый подтип объединяет виды залежей. Все градации торфяных залежей характерны для всей территории России и описаны Пьявченко [25, 26], ГОСТ 21123-85 [10] и др. В этих классификациях применяются свои условные обозначения видов торфа, торфяных залежей, что создает определенную унификацию их графического изображения и существенно облегчает понимание стратиграфических разрезов торфяных залежей, что также можно использовать в классификации торфяных почв. Пример стратиграфического разреза торфяной залежи приведен на рис. 3.

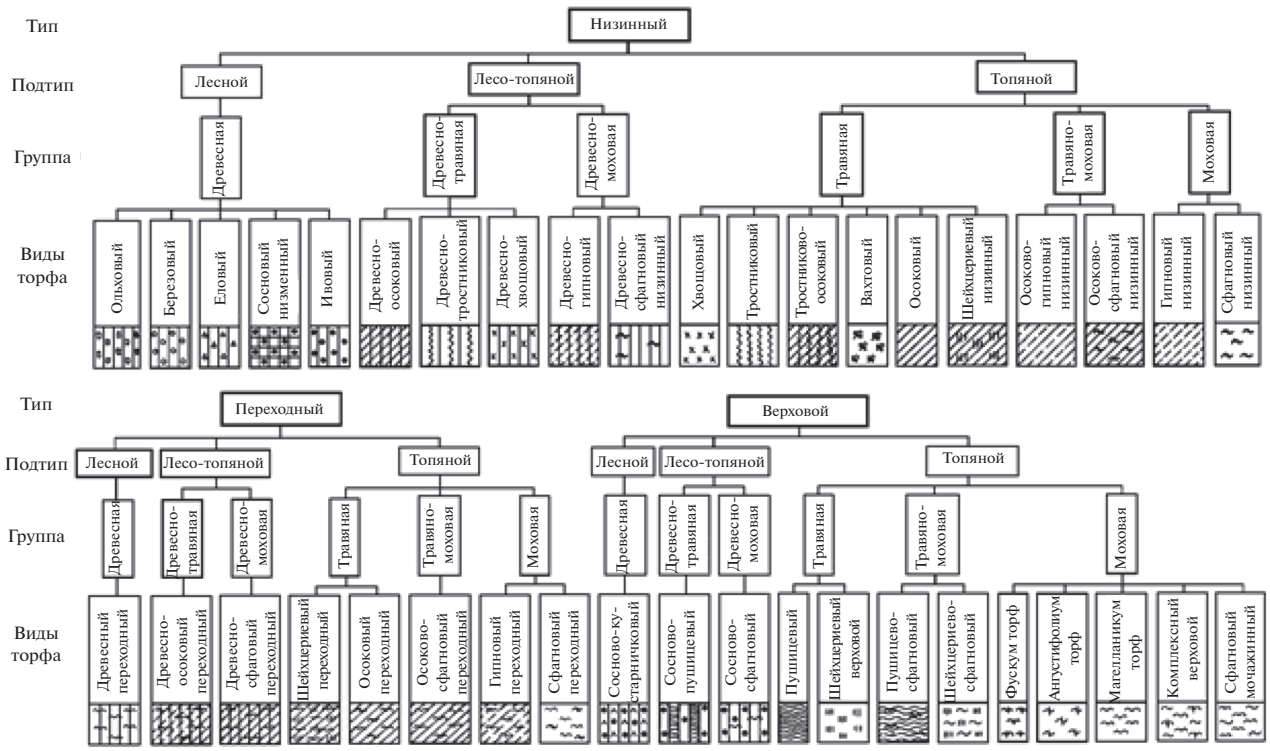


Рис. 1. Классификация видов торфа [32].

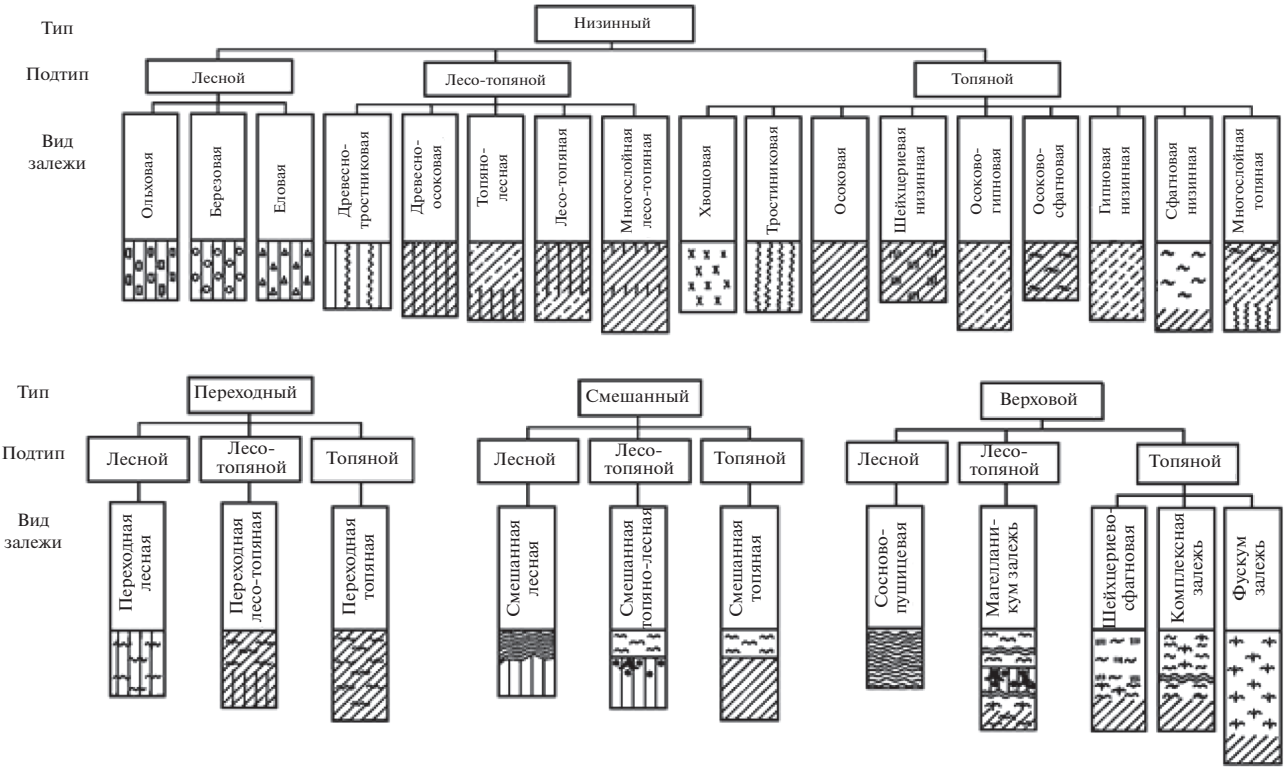


Рис. 2. Классификация типов залежей [32].

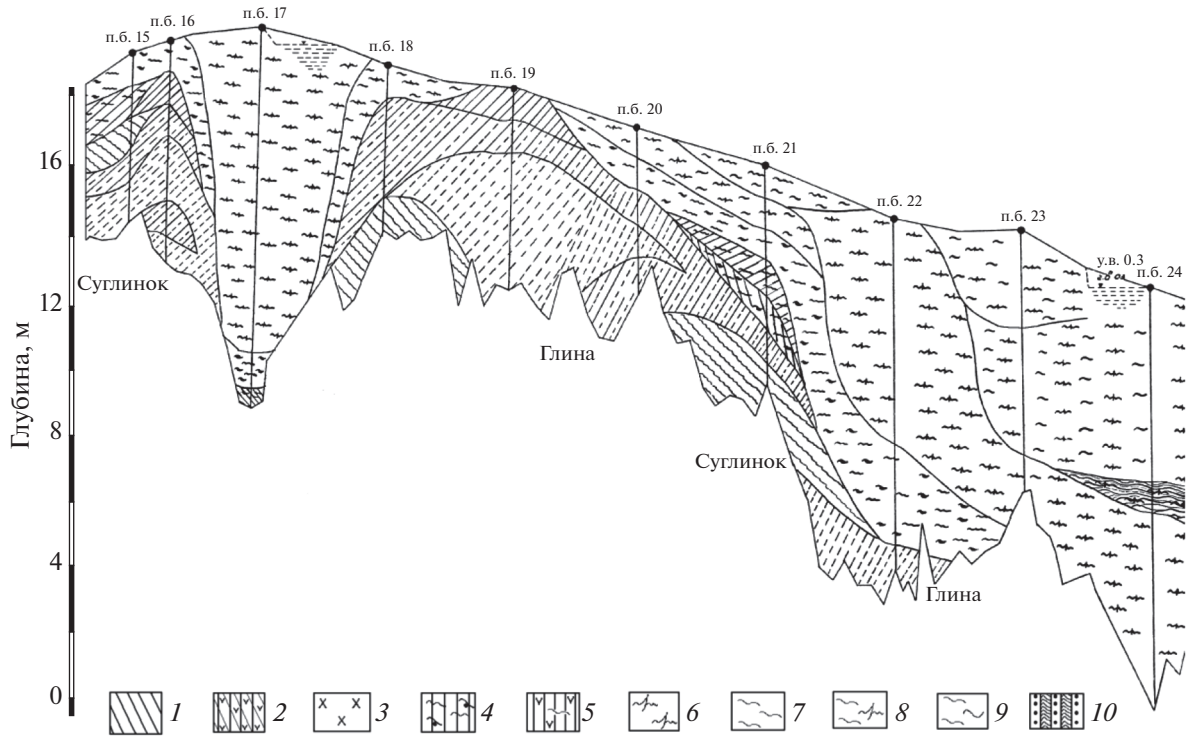


Рис. 3. Стратиграфия торфяных залежей геологического прохода 1960 г. на Васюганском болоте. Виды торфа: *1* – низинный осоковый, *2* – низинный древесно-осоковый, *3* – низинный хвощевый, *4* – переходный древесно-сфагновый, *5* – переходный древесно-травяной, *6* – фускум-торф, *7* – магелланикум-торф, *8* – верховой комплексный, *9* – сфагновый мочажинный, *10* – верховой сосново-пушицевый, п.б. – пункт бурения, у.в. 0.3 м – уровень вод.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО КЛАССИФИКАЦИИ ТОРФЯНЫХ ПОЧВ

Рассмотренная классификация торфов и торфяных залежей может быть использована при построении классификации торфяных почв. Так, для классификации торфяных почв, можно ограничиться тремя типами: олиготрофные, эвтрофные и мезотрофные. Смешанным типом в классификации торфяных залежей, который представляет сборный тип, когда верхняя часть залежи, не превышающая половины ее мощности, сложена верховыми торфами, а нижняя – переходными или низинными, при построении классификации торфяных почв можно пренебречь, так как встречается этот тип в основном в сибирском регионе.

Мезотрофный тип торфяных почв должен занимать такое же полноправное место, как олиготрофный и эвтрофный типы, что сделано в последнем варианте классификации почв России [19]. Мезотрофный тип торфяных почв является переходным этапом от эвтрофного к олиготрофному типу почв, такие почвы достаточно широко распространены. В качестве примера приведем Васюганское болото площадью более 5 млн га, которое на 70% сложено торфяными почвами мезотрофного типа. Отметим, что присутствие в эвтрофном торфе, кроме остатков эвтрофной растительности, мезотрофных или олиготрофных сфагновых мхов требует его отнесения к мезотрофному типу.

Предлагается типы торфяных почв устанавливать и различать по характеру смены различных типов торфа в торфяном профиле. Например, к низинному типу относить профили, целиком сложенные низинными торфами или перекрытые торфами переходного типа, но не более чем на 1/2 мощности. К переходному типу относить профили, сложенные целиком или более чем наполовину переходными торфами, но без участия торфов верхового типа. К верховому типу относить профили, либо сложенные нацело торфами верхового типа, либо имеющие мощность верховых торфов более половины профиля.

Каждый тип торфяных почв стоит разделять на подтипы по соотношению в профиле общей мощности древесных торфов с недревесными, травяными и моховыми. Подтип лесной (древесных торфов более 2/3 профиля), топяной (древесные торфа могут присутствовать, но не более 1/3 общей мощности профиля и не в верхних слоях, лесо-топяной (древесных торфов от 1/3 до 2/3, либо их <1/3, но они залегают в верхнем слое, перекрывая травяные и моховые торфа, либо в торфяном профиле преобладают торфа промежуточных групп, таких как осоково-древесный и др.). Между ботаническим спектром и химическим со-

ставом торфов в торфяном профиле существует тесная связь. Такая видовая оценка совпадает с химическими различиями, например, по содержанию в растениях-торфообразователях целлюлозы: во мхах 17, травах 30, древесных 45–50%, что позволяет оценивать агрохимические свойства торфяных почв.

Род торфяных почв может соответствовать виду залежи в классификации торфяных залежей и определяться по преобладанию вида торфа, который по мощности превышает сумму всех остальных видов. Возможно, эти построения кажутся сложными, но это не так, если пользоваться разработанными в торфоведении определителями.

Важное условие для использования в генетической классификации и диагностике почв выше приведенной классификации торфов и торфяных залежей – это то, что под торфяной почвой следует понимать весь профиль торфяной залежи, превышающий 30 см и верхний слой подстилающей залежь почвообразующей минеральной породы.

Далее торфяные профили делятся по мощности (до 1, 1–2, 2–3, 3–4, >4 м), по зольности (нормальнозольные до 12%, среднезольные 12–26% и высокозольные >26%), по степени разложения, величине pH солевой вытяжки, степени насыщенности основаниями и др. Каждый показатель имеет подробное сопровождающее обоснование. Отметим, что степень разложения связана с изменением флористического состава болотной растительности. Торфяные профили характеризуются неоднородным строением (по ботаническому составу, степени разложения) вследствие разных условий их образования. В профиле могут встречаться прослойки с высокой зольностью, например, в пойменных болотах, на окраинах болотных массивов, увлажненных делювиальными водами, в болотах Камчатки с включениями слоев пеплов и др. Вероятно, их показатели стоит включить в список индикаторов.

При освоении болот (мелиорации, добыче торфа и др.) изменяется направление почвообразовательного процесса. Накопление полуразложившегося органического вещества под влиянием избыточного увлажнения застойными или слабопроточными водами сменяется при удалении избытка влаги процессом трансформации ранее накопленного торфа. И в этом случае рассмотренная классификация торфов и торфяных залежей также будет приемлема. А осваиваемые торфяные почвы могут стать природной лабораторией по изучению процессов трансформации органического вещества торфов разного ботанического состава.

ВЫВОДЫ

1. Следуя генетическим принципам почвоведения В.В. Докучаева, за торфяные почвы важно принять весь торфяной профиль, превышающий 30 см, включая верхний слой почвообразующей минеральной породы. Исчезнет множество вопросов: почему в мелкопрофильных торфяных почвах берется весь профиль, а в полнопрофильных – часть профиля, как быть при подсчете углеродного баланса этих почв и многие другие.

2. Предлагается следующее определение: ствол органогенных почв состоит из торфяных почв, для которых характерен торфяной профиль, мощностью не менее 30 см, подстилаемый почвообразующей минеральной породой. При глубине менее 30 см почвы относятся к другим стволам классификации почв.

3. Предлагается при классификации органогенных почв использовать классификацию торфов и торфяных залежей.

4. При совершенствовании классификации торфяных почв предлагается опираться на классификационные построения по торфам и торфяным залежам, с использованием разработанных ключей. Так, тип, подтип и род торфяных почв соответствуют типу, подтипу и виду залежи в классификации торфяных залежей и приведенному в ней обоснованию.

5. Основные показатели торфяных почв – ботанический состав, степень разложения и зольность. Поэтому торфяные профили в иерархии уровней можно разделить по мощности (до 1, 1–2, 2–3, 3–4, >4 м), зольности (нормальнозольные до 12%, среднезольные 12–26% и высокозольные >26%) и далее по степени разложения, величине pH солевой вытяжки, степени насыщенности основаниями и др.

6. Торфяные почвы состоят из высокомолекулярных продуктов разложения и растительных остатков высокополимеров целлюлозной природы. Подходить к их исследованию и классификации предлагается с ботанических позиций, используя ботанические ключи отнесения торфяных почв к номенклатурным единицам. Классификация торфяных почв, безусловно, будет развиваться. Отдельные предложения уже предлагаются [1, 2, 13, 14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветов Н.А., Кузнецов О.Л., Шишконакова Е.А.* Опыт использования классификации и диагностики почв России в систематике торфяных почв биогеоценозов олиготрофных болот северо-таежной подзоны Западной Сибири // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2019. № 4. С. 37–47.

2. *Аветов Н.А., Шишконакова Е.А.* Некоторые аспекты систематики и диагностики торфяных почв бореальных болот // Почвоведение. 2019. № 8. С. 901–909. https://doi.org/10.1134/S0032180X19080033

3. *Бахнов В.К.* Почвообразование (взгляд в прошлое и настоящее). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2000. 114 с.
4. *Богдановская-Гиэнеф И.Д.* Закономерности формирования сфагновых болот верхового типа. Л.: Наука, Ленингр. отд., 1969. 185 с.
5. *Виленский Д.Г.* Русская почвенно-картографическая школа. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 150 с.
6. *Вильямс В.Р.* Почвоведение. М.: БИ, 1914. Вып. 1. 104 с.
7. *Вомперский С.Э., Иванов А.И., Цыганова О.П.* Заболоченные органогенные почвы и болота России и запас углерода в их торфах // Почвоведение. 1994. № 12. С. 17–25.
8. *Глебов Ф.З.* Взаимоотношения леса и болота в таежной зоне. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1988. 184 с.
9. *Глинка К.Д.* Почвоведение или петрография // Русский почвовед. 1915. № 13–14. С. 350.
10. ГОСТ 21123-85. Торф. Термины и определения. М, 1985. 46 с.
11. *Докучаев В.В.* Материалы к оценке земель Нижегородской губернии. СПб.: Тип. товарищества, 1886. Вып. 1. С. 22–40.
12. *Ефимов В.Н.* Торфяные почвы и их плодородие. Л.: Агропромиздат, Ленинградское отд., 1986. 264 с.
13. *Ефремова Т.Т.* Почвообразование и диагностика торфяных почв болотных экосистем // Почвоведение. 1992. № 12. С. 25–35.
14. *Ефремова Т.Т., Аврова А.Ф.* Регрессионные модели кислотно-основных свойств торфяных болот как оперативные критерии их классификации по химическому принципу // Сибирский экологический журн. 2019. № 4. С. 397–409.
15. *Иванов К.Е.* Водообмен в болотных ландшафтах. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 280 с.
16. *Инишева Л.И.* Торфяные почвы: их генезис и классификация // Почвоведение. 2006. № 7. С. 781–786.
17. *Инишева Л.И., Шайдак Л., Сергеева М.А.* Динамика биохимических процессов и окислительно-восстановительных условий в геохимически сопряженных ландшафтах олиготрофных болот // Почвоведение. 2016. № 4. С. 505–513.
18. Классификация видов торфа и торфяных залежей. М.: Главторфофонд РСФСР, 1951. 68 с.
19. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
20. Классификация торфов и торфяных залежей Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 90 с.
21. *Кравков С.П.* Почва как культурная среда для растений. М.–Л.: Гос. изд-во, 1930. 64 с.
22. *Куликова Г.Г.* Основные геоботанические методы изучения растительности. М., 2006. Ч. 2. 152 с.
23. *Пьявченко Н.И.* Болото и торфяник // Советская ботаника. 1945. № 1. С. 60–69.
24. *Пьявченко Н.И.* Лесное болотоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 192 с.
25. *Пьявченко Н.И.* О типах болот и торфа в болотоведении // Основные принципы изучения болотных биогеоценозов. Л.: Наука, 1972. С. 5–14.
26. *Пьявченко Н.И., Корнилова Л.И.* О диагностических показателях типов торфов // Почвоведение. 1978. № 10. С. 146–152.
27. *Скрынникова И.Н.* К вопросу об истории исследования, принципы классификации и систематики болотных почв СССР // Почвоведение. 1954. № 4. С. 37–50.
28. Справочник по торфу. М.: Недра, 1982. 760 с.
29. *Сукачев В.Н.* Болота, их образование, развитие и свойства. Л.: Изд-во лесного ин-та, 1926. 162 с.
30. *Таргульян В.О.* Экзогенез и педогенез: расширение теоретической базы почвоведения // Вестник МГУ. Сер. 17, почвоведение. 1983. № 1. С. 33–43.
31. Типы болот СССР и принципы их классификации / Под ред. Т.Г. Абрамовой и др. Л.: Наука, Ленингр. отд., 1974. 255 с.
32. *Тюремнов С.Н.* Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 488 с.
33. Функционирование микробных комплексов в верховых торфяниках – анализ причин медленной деструкции торфа. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 128 с.
34. *Blume H.-P., Brummer G.W., Horn R. at al.* Lehrbuch der Bodenkunde. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag, 2010. 570 p.
35. *Hulme P.D.* The classification of Scottish peatlands // Scott. Geogr. Mag. 1980. V. 96. P. 46–50.
36. *Joosten H., Clarke D.* Wise use of mires and peatlands – background and principles including a framework for decision-making // International Mire Conservation Group; International Peat Society. Saarijärvi: Saarijärven Offset Oy, 2002. 304 p. http://www.imcg.net/media/download_gallery/books/wump_wise_use_of_mires_and_peatlands_book
37. *Kolka R.K., Bridgham S.D., Ping C.L.* Soils of peatlands: histosols and gelisols. Wetlands Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes and Classification., Boca Raton: CRC Press/Lewis Publishing, 2016. P. 277–309.
38. *Parent L.E., Ilnicki P.* (Ed.). Organic soils and peat materials for sustainable agriculture. Boca Raton: CRC Press, 2003. 205 p.
39. *Salo K.* The composition and structure of macrofungus communities in boreal upland type forests and peatlands in North Karelia, Finland // Karstenia. 1993. V. 33. P. 61–99.
40. The Australian Soil Classification / Ed. R.F. Isbell. CSIRO Publishing, 2021. 192 p.
41. *Thormann M.N., Rice A.V.* Fungi from peatlands // Fungal Diversity. 2007. V. 24. P. 241–299.

Proposals for the Classification of Peat Soils

L. I. Inisheva*

Tomsk State Pedagogical University, Tomsk, 634061 Russia
**e-mail: inisheva@mail.ru*

Thanks to the recently published papers on the classification and diagnostics of soils in Russia, significant progress has been made in theoretical and practical soil science. The article presents the views on the classification of peat soils, which occupy about 9% of the country's land fund. Their areas are increasing with every year. It has been shown that the organic and mineral part of peat soils is a substantive-functional system, which is a genetically unified soil profile with a fixed history of their development. It has been proposed to take the entire peat profile down to the underlying mineral rocks as peat soils. The opinion has been expressed that the approach set out in the classification of peat and peat deposits, developed by the Moscow Peat Institute under the leadership of Tyuremnov, should be used as the basis for the classification of peat soils. The highest taxonomic unit in this classification is their type, distinguished according to the conditions for the formation of a peat profile, the lowest unit is a species, which is based on the geobotanical composition of peats. It has been considered that the identification of taxonomic units, based on the botanical composition of peats, will more objectively assess each stratigraphic layer of peat soil.

Keywords: classification of soils in Russia, peat profile, diagnostic criteria for the division of peat soils

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 176–192

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ДРЕВЕСНЫЕ УГЛИ В ПОДЗОЛАХ СРЕДНЕЙ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ИНДИКАТОР ИСТОРИИ ГЕОСИСТЕМ[1]

© 2022 г. С. В. Лойко[a, *], Д. М. Кузьмина[a], А. А. Дудко[b], А. О. Константинов[c], Ю. А. Васильева[b], А. О. Курасова[a, c], А. Г. Лим[a], С. П. Кулижский[a]

[a] *Томский государственный университет, пр-т Ленина, 36, Томск, 634050 Россия*

[b] *Институт археологии и этнографии СО РАН, пр-т Академика Лаврентьева, 17, Новосибирск, 630090 Россия*

[c] *Тюменский государственный университет, ул. Володарского, 6, Тюмень, 625003 Россия*

**e-mail: s.loyko@yandex.ru*

Поступила в редакцию 26.02.2021 г.
После доработки 03.08.2021 г.
Принята к публикации 18.08.2021 г.

Проведены исследования среднетаежного подзола иллювиально-железистого (Albic Podzol) на древней дюне в бассейне р. Большой Юган (приток Оби, Сургутское Приобье), вблизи участка проведения масштабных археологических работ. Определен радиоуглеродный возраст 31 морфона с древесными углями и выделено 8 вариантов расположения углистых морфонов относительно мозаик иных морфонов. Показано, что с помощью углей можно датировать время формирования морфонных мозаик, а процессы формирования подзолистого горизонта совпали с активизацией пожаров во второй половине голоцена. Установлено, что в начале пятого тысячелетия в почве стали появляться морфоны с древесными углями. Угли возрастом более 5 тыс. кал. л. н. не встречены. В начале третьего тысячелетия произошло двукратное увеличение частоты пирогенных событий с максимумом в середине третьего тысячелетия. В самом конце второго тысячелетия частота пирогенных событий заметно уменьшилась. Многие пики пирогенных событий последних пяти тысячелетий совпадают с периодами бытования археологических культур. Частично подтверждено предположение о том, что непрерывное существование лесной среды приводит к постоянному погребению древесных углей за счет фитотурбаций.

Ключевые слова: Albic Podzols, педоантракология, почвенные морфоны, генезис почв, радиоуглеродный возраст, археология Сургутского Приобья

DOI: 10.31857/S0032180X22020083

ВВЕДЕНИЕ

Крупные частицы древесного угля являются неотъемлемой частью почвенных профилей лесных почв [42, 44, 46, 53, 66, 67, 72, 76, 85]. Древесный уголь регулярно поступает на поверхность почвы в результате сгорания растений и подстилки, делювиального сноса со склонов, либо из рек, если почвы пойменные. Часть микроскопического древесного угля может поступать на поверхность из воздуха, как это происходит на болотах [24, 71]. Часть углей с поверхности поступает в почву благодаря биотурбациям [8, 44, 47, 52, 53, 86–88], погребению эрозионно-аккумулятивными процессами [4, 34, 38, 59, 60, 82], различным сельскохозяйственным воздействиям [43, 81, 91]. Также угли могут мигрировать с почвенными растворами [32].

Попадая в почву, древесные угли выполняют важные экологические функции, пополняя пул пирогенного углерода [84], способствуют повышению уровня почвенного плодородия, особенно в самых бедных элементами питания почвах, что заметно при их искусственном внесении в почвы лесных биомов [54–56].

Большое диагностическое значение древесные угли имеют для палеоэкологических исследований [34, 45, 85]. Так, по крупным древесным углям (размером более 0.5 см) реконструируют историю локальных пирогенных воздействий на экосистемы [78]. В некоторых понижениях рельефа формируются надежные ловушки для древесных углей, что позволяет с высоким пространственным и временным разрешением реконструировать историю пожаров во времени [69, 72]. Если условия рельефа не позволяют формироваться делювию, то используют угли, погруженные в почву биотурбационными и антропогенными воздействиями [42–44, 81, 91]. Древесные угли

[1] К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизированных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X22020083.

используют для определения возраста почвенных морфологических элементов, связанных с фито- [87, 88] и криотурбациями [70], а также с системой подсечно-огневого земледелия [81, 91].

В последние годы резко увеличилось число работ с применением антракологического метода для анализа торфа и озерных отложений [40, 41, 48–50, 62, 65, 68, 71, 74, 75], а также почв [4, 10, 32, 34, 42, 44, 72, 73, 81, 82]. Для Западной Сибири на данный момент известно лишь 5 работ, где почвенные угли использованы в качестве индикатора истории экосистем [10, 21, 32, 73, 93].

Данное исследование выполнено с целью проверки предположения о том, что непрерывное существование лесной среды приводит к постоянному и последовательному погребению древесных углей за счет фитотурбаций, что потенциально может дать непрерывную историю лесных пожаров. Исследовали подзол иллювиально-железистый песчаный в подзоне средней тайги Западно-Сибирской низменности.

Для достижения поставленной цели решали следующие задачи: 1) выявление частоты пирогенных событий; 2) установление времени и механизмов формирования почвенных морфологических элементов с углями; 3) сопоставление частоты пирогенных событий с материалами археологической периодизации, а также имеющимися реконструкциями голоценовой динамики растительного покрова. Данная работа является первой попыткой использовать древесные угли в качестве архива истории экосистем Сургутского Приобья для решения региональных вопросов палеоэкологии, почвоведения и археологии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район и объекты исследований. Исследования проводили в центральной части Западной Сибири, неподалеку от пос. Угут Сургутского района Ханты-Мансийского автономного округа (рис. 1), где распространены типичные среднетаежные ландшафты. Климат континентальный, среднегодовая температура –2.2°С, количество осадков 621 мм [30]. Ключевой участок заложен на второй левобережной террасе р. Большой Юган – левого притока Оби, в нижнем течении р. Кулунигый. Отложения террасы песчано-супесчаные с прослоями суглинков. Вблизи рек на поверхности террасы чередуются невысокие дюны: гривы и вытянутые междюнные понижения. В глубине террасы все межгривные пространства заняты болотами. Высокий уровень заболоченности существовал большую часть голоцена [25, 93]. Вслед за Аветовым с соавт. [1] полагаем, что гривный рельеф района исследований имеет эоловой генезис, как это показано для аналогичных форм рельефа юга лесной зоны Западной Сибири [61, 89]. На террасе вблизи рек преобладают подзолы иллювиально-железистые языковатые глубинно-глееватые (Glossic Endogleyic Albic Podzols по WRB [57]) и торфяно-подзолы иллювиально-железисто-гумусовые глеев(ат)ые (Gleyic Histic Albic Carbic Podzols). Выбранная для исследований грива имеет плавные очертания и пологие склоны с перепадом высот к прилегающим межгривным понижениям около 2 м. Фитоценоз – 10-летняя гарь на месте сосняка зеленомошно-брусничного.

Почвенные траншеи закладывали на вершине и склонах гривы за пределами археологических объектов, вблизи нескольких крупных селищ и могильников разного возраста. На них в 2017–2019 гг. Юганским отрядом ИАЭТ СО РАН проведены спасательные археологические раскопки, что позволило привлечь для интерпретации полученных данных археологические материалы [13–17]. В Сургутском Приобье, в частности бассейне р. Юган, наблюдается высокая плотность археологических объектов возрастом от раннего неолита через все археологические эпохи вплоть до позднего средневековья и современности [16, 17], что делает полученные данные репрезентативными для всего обозначенного региона.

Морфологический анализ почв и отбор древесных углей. Древесные угли отбирали из 10 траншей, размером 6 × 2 м, расположенных на расстоянии 5–10 м друг от друга (координаты: 60°24′32.3″ N; 73°56′46.7″ E). Их глубина составила 70–90 см и достигла почвообразующей породы, что позволило собрать самые глубокие почвенные угли из ветровальных почвенных комплексов (**ВПК**). Траншеи закладывали послойно с фотофиксацией горизонтальных зачисток через каждые 5–10 см. Каждый уровень сфотографировали общим планом с помощью фотоаппарата, закрепленного на моноподе. Суммарная площадь сфотографированных горизонтальных срезов составила 960 м^2. На основе полевого и камерального (по фотографиям) морфологического анализа типизировали морфонные мозаики со сходным генезисом. На срезе морфоны выглядят как отдельные пятна в пределах почвенного горизонта.

Морфонные мозаики (или мозаики морфонов) – это парагенетические скопления морфонов, обычно расположенные в нескольких горизонтах. Мозаики осложняют горизонтное строение почвенного профиля и связаны с латеральными, турбационными и антропогенными воздействиями (ВПК, хозяйственные ямы, криотурбации и др.). Для уточнения строения выявленных на вертикальных стенках мозаик рассматривали их и на горизонтальных срезах.

Суммарно обследовали 160 м длины вертикальных стенок траншей, что с учетом глубины дает около 128 м^2 среза. Угли удалось собрать из 31 морфона. Угли с минеральной поверхности почвы не

Рис. 1. Район исследований и расположение ключевого участка.

собирали. Породный состав углей определяли с помощью микроскопа в отраженном свете (40–400×) с использованием атласа анатомии древесины [7].

Радиоуглеродное датирование. Из полевых проб в лабораторных условиях производили отбор почвенных углей, отбрасывая оплавленные, вторично горевшие угли, опираясь на признаки, предложенные Пономаренко с соавт. [34]. Для анализа отобрали 31 пробу из разных углистых морфонов. Из углей отбирали корешки, далее очищали с помощью последовательной кислотно-щелочной обработки. Вначале помещали в 1 М HCl, после чего промывали 0.1 М NaOH, нейтрализовали разбавленной HCl, промывали деионизированной водой и сушили при 105°С [44]. Двенадцать самых крупных образцов древесного угля, массой 3–4 г каждый, датировали жидкостно-сцинтилляционным методом в Центре геофизического мониторинга НАН Беларуси (IGSB). В случае если морфоны с углями содержали только угольную пыль и мелкие угольки, то их датировали методом ускорительной масс-спектрометрии. Десять углей графитизировали в лаборатории радиоуглеродных методов анализа Новосибирского государственного университета (GV) с помощью автоматизированной системы AGE 3 (Ionplus, Цюрих,

Швейцария) и датировали на УМС-установке Института ядерной физики СО РАН (Россия, Новосибирск). Девять углей датировали в Познаньской радиоуглеродной лаборатории (Poz) Университета Адама Мицкевича (Познань, Польша) с аналогичной подготовкой. Для калибровки использовали он-лайн версию программы OxCal 4.4 с калибровочной шкалой IntCal20 [83].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфоны и горизонты подзолов. Средняя формула профиля изученных подзолов (рис. 2a): Opyr(0–2)–E(2–29)–BF1y(29–38)–BF2y(38–45)–BCff(45+). Глубины границ горизонтов сильно варьируют. Средняя глубина нижней границы гор. E составляет (среднее ± стандартное отклонение) – 28.7 ± 15.6, п/гор. BF1 – 38.0 ± 19.8, п/гор. BF2 – 45.4 ± 9.8. Ниже рассмотрим изученные морфоны и их мозаики.

Языки – наиболее распространенный тип морфонов в изученных почвах (рис. 2b). Согласно КиДПР-2004 [22], диагностируется подтип языковатых подзолов, типичных для тайги Западной Сибири [1, 11, 12]. Если песчаные отложения подстилаются более плотными суглинками, то языки, упираясь в них, становятся значительно короче [63]. Центры языков заполнены материалом горизонта E, периферия окаймлена новообразованиями (гидр)оксидов железа, а нижняя часть органо-железистыми и/или марганцево-железистыми соединениями, формирующими оруденелый ореол (рис. 2b). Отношение длины к ширине языка >3–5.

Карманы – широкие углубления нижней границы горизонта E (рис. 2c). Отношение длины к ширине кармана <3. На горизонтальном срезе выглядят как крупные белесые пятна, часто вытянутой, эллипсоидной формы, протяженностью до нескольких десятков см. Иногда карманы заканчиваются языком. Карманы встречаются реже, чем языки, в плане их размеры больше. В их нижней части, как и у языков, часто встречаются оруденелые ореолы.

Морфоны BF/BC "подвешенные" в горизонте E встречены в большинстве изученных траншей (рис. 2d). В этих морфонах часто встречаются древесные угли. Горизонтальное простирание от десятков сантиметров до 1–2 м.

Пятнистые полиморфоны – на вертикальном срезе выглядят как пятнистые области в пределах горизонтов BF и BC. Сложены материалом всех имеющихся горизонтов, а также серовато-буро-охристыми морфонами, предположительно являющимися реликтами ранне- и среднеголоценовых гумусовых горизонтов (рис. 2e). Реже встречаются в горизонте E, где могут быть сложены углистыми и розоватыми прокалами, материалом [BF + BC]. Глубина чаще всего до 60 см, реже до 1 м. Происхождение этих полиморфонов связано с ветровалами.

Углистые морфоны – скопления древесного угля в виде серых пятен, состоящие как из крупных угольков, так и мелкодисперсной угольной пыли. Для углей размером более 1 см определен состав пород. В 74% случаев диагностировали *Pinus sylvestris*, 21% углей определен до рода – *Pinus* sp. и лишь 5% определены как *Pinus sibirica*. В настоящее время для гривы *Pinus sibirica* не характерен.

Радиоуглеродный возраст пирогенных событий. Результаты датирования приведены в табл. S1, рис. S1–S21. На рис. 3 показана частота пирогенных событий, на основе которой вторая половина голоцена поделена на 4 временных периода. Первый от 5000 кал. лет и старше, пирогенных событий не зафиксировано. Второй от 5000 до 2800 кал. л. н. Это время характеризуется средним уровнем частоты возгораний лесов, отмечены два пика, приходящиеся на период 4400–4600 и 3400–3600 кал. л. н. Уменьшение пожарной активности отмечено между третьим и четвертым тысячелетиями. Третий период длился с 2800 до 1200 кал. л. н. с максимальным количеством пожаров в период от 2600 до 2400 кал. л. н. Четвертый период – от 1200 кал. л. н. до наших дней. На рис. 4 показаны вероятности и медианы калиброванного возраста древесных углей, примерно отражающих возраст пирогенных событий, в зависимости от глубины отбора угля.

Связь возраста углей с глубиной их залегания и глубиной оподзоливания. 27 из 31 углистых морфонов были встречены до глубины 30 см. Глубже, в диапазоне 30–60 см, встречено лишь 4. Наиболее глубоко расположенные угли имеют возраст более 2500 лет.

Проведено сопоставление возраста углей с глубиной оподзоливания непосредственно под углистыми морфонами. Если под углистым морфоном располагался язык или карман, то глубину измеряли до нижнего края белесой части. Установлено, что связь глубины залегания углей и их возраста имеет слабый положительный тренд (R^2 = = 0.32) (рис. 5a). На рис. 5 показано распределение глубин для дат двух периодов: 0–2500 и 2500–5000 кал. л. н., в среднем составившие 35.4 ± 12.8 и 54.1 ± 17.8 см соответственно. Языки максимальной глубины приурочены ко второму, более древнему диапазону. Это свидетельствует о том, что тесная связь расположения углей в материале гор. E имеет генетическую природу.

Возраст углей и варианты их расположение в морфонных мозаиках. Из 31 изученного углистого морфона 24 размещались в материале горизонта E; 5 встречены в "подвешенных" в горизонте E морфонах BF/BC, и лишь один в нижней части пятнистого полиморфона на уровне горизонта BC.

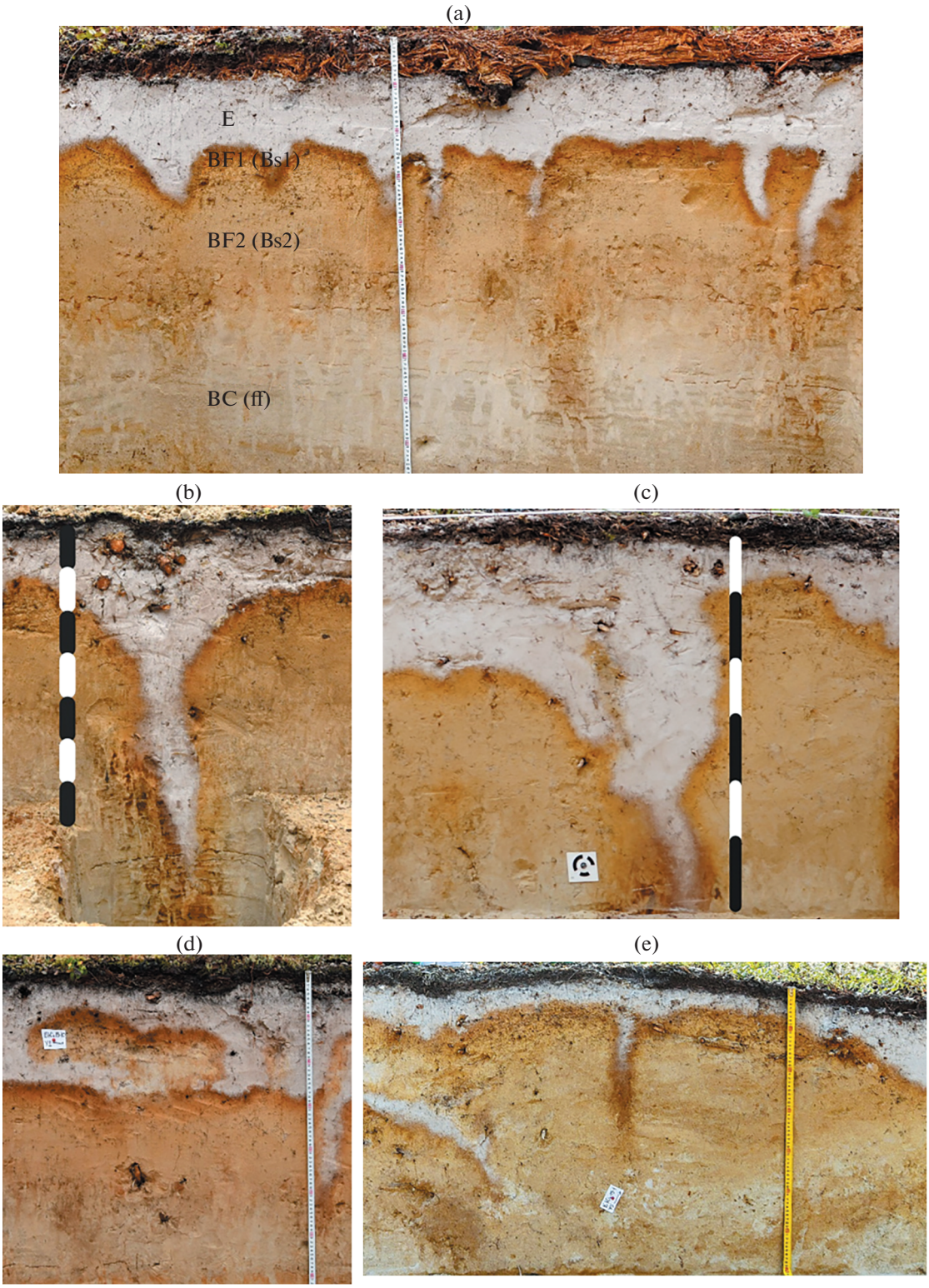


Рис. 2. Подзол иллювиально-железистый и основные морфоны: a – фоновая часть ареала подзола без крупных морфонов с малыми “e” карманами и язычками; b – крупный язык с оруденением (до 130 см); c – крупный карман (до 42 см), заканчивающийся языком; d – подвешенный морфон иллювиального горизонта в горизонте E; e – пятнистый глубокий полиморфон (до 75 см). Индексация горизонтов дана по КиДПР (2004) и ФАО (2006).

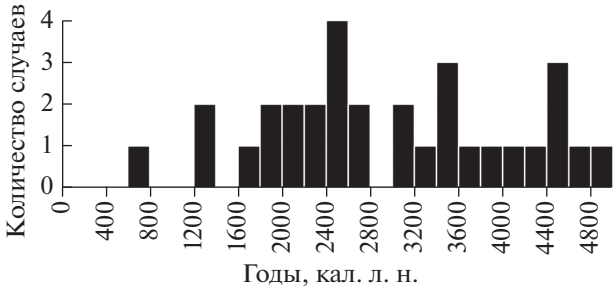


Рис. 3. Количество пирогенных событий каждые 200 лет от наших дней до 5000 кал. л. н., согласно архиву древесных углей из исследованных подзолов.

87% изученных углистых морфонов попали в почву благодаря ветровалам. В оставшихся случаях угли засыпались по корневому каналу. Морфологический анализ 10 траншей и фотоматериалов с ближайших археологических раскопов также подтвердил, что основным механизмом погружения углей является их отсыпка в ветровальные западины, а отсыпки углей по корневому каналу менее распространены. Случаи фитильного выгорания корня единичны. Общим для морфонных мозаик по ВПК является наличие двух зон в западине, различающихся материалом отсыпки. Зона I сложена верхними горизонтами (подстилка и угли, подзолистый и, если ветровал древний, серогумусовый горизонты). Зона II сложена материалом срединных и BC горизонтов.

Выделено 8 вариантов расположения углистых морфонов относительно мозаик иных морфонов (рис. 6 и 7b).

1) Сформирован недавними (500–600 л. н.) ветровалами средней глубины (рис. 6a). Угли расположены в двух зонах западины ВПК (I и II), а значит часть из них переотложена из более древних углистых морфонов.

2) Образован неглубокими вывалами как древними, так и молодыми (рис. 2b, 6b). Угли приурочены к устьевой зоне языка. Если угли древние (>2 тыс. лет), то язык обычно имеет хорошо развитую оруденелую область по периферии.

3) Сформирован древними и глубокими ветровалами, возрастом более 3.5 тыс. лет (рис. 2e, 6c). К зоне I западины ВПК часто приурочены реликты серогумусовых горизонтов и угли.

4) Связан с древними (>4000 лет) ветровалами, нарушившими все горизонты, вплоть до BC (рис. 6d). Под углистыми морфонами расположены мощные языки (оруденелая зона глубже 100 см). Сбоку от таких языков, в зоне II былых западин ВПК, расположены “BF-горбы” – участки с альфегумусовым горизонтом, приближающимся к поверхности почвы.

5) Этот вариант схож с предыдущим (рис. 2b, 6f), однако языки не столь глубоки в силу их меньшего возраста.

6) На месте зоны II древних ВПК встречаются угли в BF-морфонах “подвешенных” в горизонте E (рис. 2d, 6e).

7) Связан с неглубокими ветровалами, либо отсыпкой углей по комлям деревьев. Языков нет.

8) Вытянутое скопление углей в языке (рис. 7b) по былому корню.

ОБСУЖДЕНИЕ

Древесные угли и генезис морфонных мозаик подзолов. Ранее для подзолов средней тайги Западной Сибири показано, что характерные времена большинства их свойств укладываются в пять тысячелетий [28]. Изученные угли погружались на длительном временном интервале, составившем почти 5 тыс. лет. Очевидно, что процессы формирования морфонных мозаик во второй части этого интервала отличались от первой, так как за это время дифференциация профиля подзолов, скорее всего, увеличилась. Все изученные в траншеях угли были погружены из скоплений на минеральной поверхности почвы, а значит последние 5 тыс. лет существовала типичная для среднетаежного леса ситуация, когда между подстилкой и минеральным горизонтом залегают угли (Oyr).

Общая схема формирования морфонных мозаик приведена на рис. 7, а ее начальный этап соответствует 2500 кал. л. н. Даже в условиях северной тайги биогенный фактор играет большую роль в формировании морфонов [23, 26], очевидно, что южнее его роль еще более значительна. Как известно, дерево выпадает из древостоя с образованием ветролома, либо ветровала [36]. В первом случае крупные корни остаются на месте (рис. 7b), и образующиеся после их разложения пустоты заполняются материалом вмещающих и поверхностных горизонтов с углями. Корневые каналы служат преимущественными путями миграции воды, за счет чего на месте канала образуется язык с оруденелым ореолом. Во втором случае образуются западина и ветровальный ком (бугор) [9]. Так как вывалы чаще всего частично провернутые, то угли и поверхностные горизонты отсыпаются в западину с передней стороны ВПК (рис. 7c). В заднюю часть западины отсыпается преимущественно материал BF и BC горизонтов. В дальнейшем в зоне II западины, сложенной нижними горизонтами, формируется маломощный оподзоленный горизонт, медленно углубляющийся во времени (рис. 7d). В зоне I западины осветленные горизонты сразу после отсыпки формируют белесый карман. С течением времени в нижней части таких карманов формируются языки с оруденелым морфоном (рис. 7e). Их оподзолен-

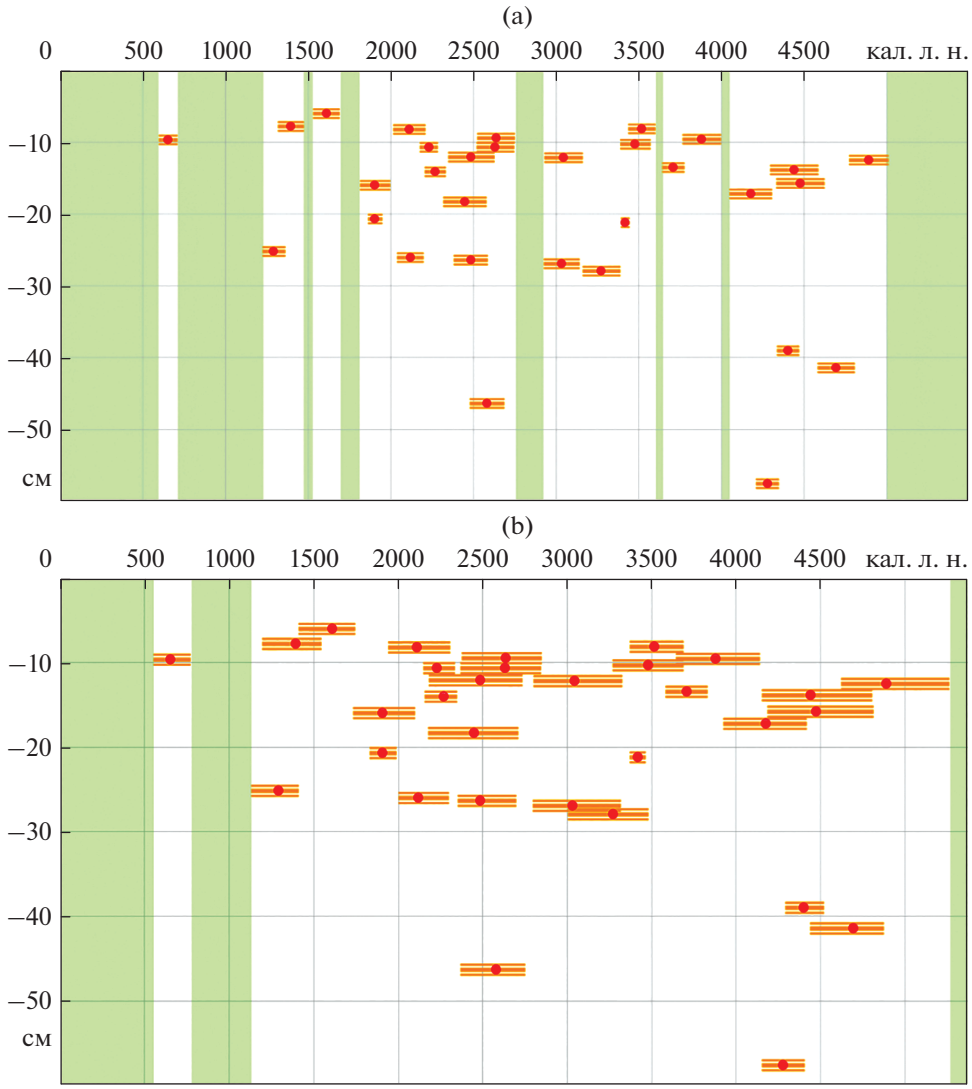


Рис. 4. Радиоуглеродный возраст древесных углей в зависимости от глубины отбора. Красными точками показано среднее значение откалиброванного возраста (с вероятностью 95.4%); a – радиоуглеродный возраст, где в качестве допусков показана погрешность датирования; b – медианный возраст и допуски с 99% вероятностью. Зеленым показаны гипотетически беспожарные периоды.

ная часть разрастается за счет концентрации имеющихся даже в песках [58] латеральных потоков по гор. BF [11] в разуплотненные зоны, выступающие как локальные гидрологические “воронки”.

Сопоставление времени бытования археологических культур и пирогенных событий. Значительная плотность археологических памятников на незаболоченных участках, а также этнографические данные [2], позволяют предполагать, что антропогенно-инициированные пожары для района исследований – обычное явление. Последнее подтверждается при сопоставлении археологических материалов [20] с данными по примерному возрасту пирогенных слоев в торфе [93], которые получены для урочища Большое Каюково (Пунси), расположенного в 65 км от ключевого участка. Центром урочища является грива, окруженная верховым болотом, на которой с начала неолита с перерывами проживали люди. Пожары распространялись на прилегающие болота с гривы. Число пирогенных слоев в торфе закономерно уменьшается по мере удаления от гривы. Пожары в этом урочище фиксируются с начала голоцена, причем их частота была больше в первой половине голоцена [93].

В связи с вышесказанным неожиданно выглядит ограниченность полученной “пожарной хронологии” пятью тысячелетиями, хотя в непосредственной близости к изученным траншеям имеются памятники старше этого времени. К ним относятся промысловый комплекс Кулунигый 66, грунтовый могильник Кулунигый 64 [15], поселе-

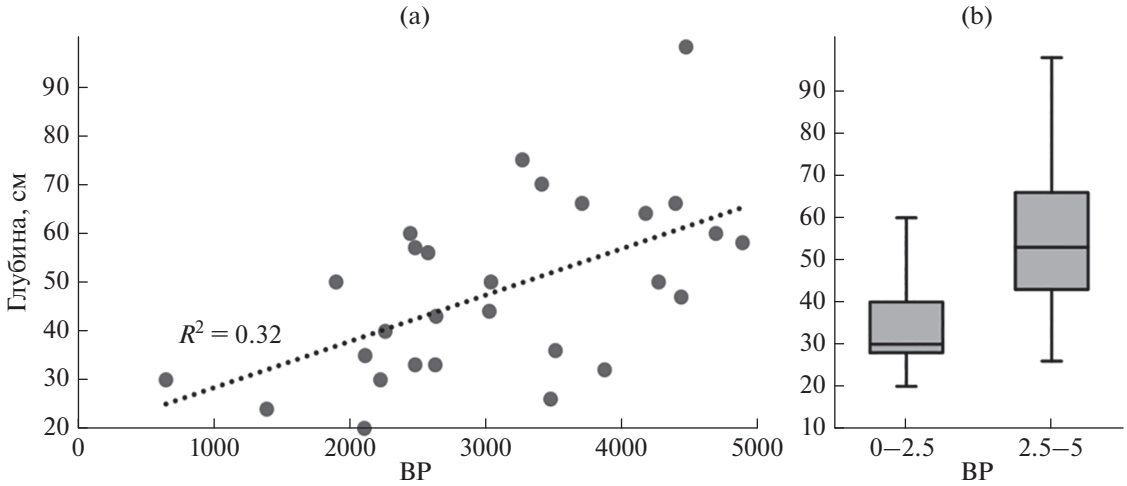


Рис. 5. Зависимость между возрастом углей и глубиной оподзоливания под ними: a – диаграмма рассеяния для всех полученных дат; b – квантили глубин оподзоливания для углей, объединенных в два возрастных диапазона.

ние Кулунигый 71. Радиоуглеродные даты с этих объектов дают фактически непрерываемый ряд протяженностью 2500 лет: с 7840 по 5380 кал. л. н. Отсутствие углей этого промежутка времени в изученных почвах можно объяснить как редкостью ветровальных событий, так и отсутствием на тот момент скоплений углей под подстилкой. Последнее доказывает анализ стратиграфии глубоких (более 2 м) неолитических ям-ловушек комплекса Кулунигый 66 [13]. Ни у одной изученной ямы под материалом выкида не зафиксирован слой погребенных углей. Также не фиксируется и погребенных подзолистых горизонтов. Это значит, что в неолите на гриве были не подзолы, а угли не формировали скоплений на поверхности, как в современных среднетаежных сосняках. Причиной этого может быть иной характер растительности, имевшей намного большее проективное покрытие трав и разреженный древостой. Часть углей, погруженных в почву в неолите, могла успеть разложиться [64, 77].

Последние 5 тыс. лет в нижнем течении р. Кулунигый древнее население проживало непрерывно. Однако современное состояние изученности археологических комплексов в данном районе не позволяет говорить о памятниках III–второй трети II тыс. до н. э. Существование памятников этого времени на рассматриваемой территории бесспорно, однако на данный момент они еще не изучены.

Если рассматривать соотношение бытования археологических культур Средней Оби в целом [18, 19, 37], с пиками пирогенных событий в бассейне р. Кулунигый, то совпадения выявляются не всегда. Так, со временем бытования барсово-горского типа памятников раннебронзового века (середина III тыс. до н. э.) и кульеганского типа памятников среднебронзового века (середина II тыс. до н. э.), совпадают два пика пожаров (рис. 3), в то время как на барсовско-атлымский этап поздней бронзы (XII–VIII вв. до н. э.) приходится уменьшение количества пирогенных событий. Затем, в раннем железном веке, на белоярское (рубеж VIII/VII–IV вв. до н. э.) и кулайское (рубеж IV/III вв. до н. э.–III в. н. э.) [14, 35] время приходится наибольший за последние 5 тыс. лет пик частоты пирогенных событий. Последний пик пирогенных событий приходится на время бытования кучиминской археологической культуры (конец VII–начало IX вв. н. э.) [3].

Сопоставление частоты возникновения пирогенных событий с иными палеогеографическими данными. Полученные данные о частоте пирогенных событий и морфологии почв позволили выявить 3 этапа в изменении окружающей среды. Первый этап пришелся на начало пятого тысячелетия. Это время, когда активизировалось подзолообразование, участились пирогенные события и/или активизировались ветровалы, и/или угли стали накапливаться на поверхности почвы. Второй этап приурочен к началу третьего тысячелетия и связан с двукратным увеличением частоты пирогенных событий. Третий этап приходится на конец второго тысячелетия, когда число пирогенных событий заметно сократилось.

Первый этап (6500–4500 кал. л. н.) для природы Западной Сибири ознаменовался существенными перестройками. Шесть тысяч л. н. север Западной Сибири был более теплым, чем сейчас, а юг напротив, был более холодным, в основном за счет холодного сезона [90]. В это время в северной тайге усилились процессы олиготрофизации болот, замедлились вертикальные скорости накопления торфа, в финале указанного отрезка

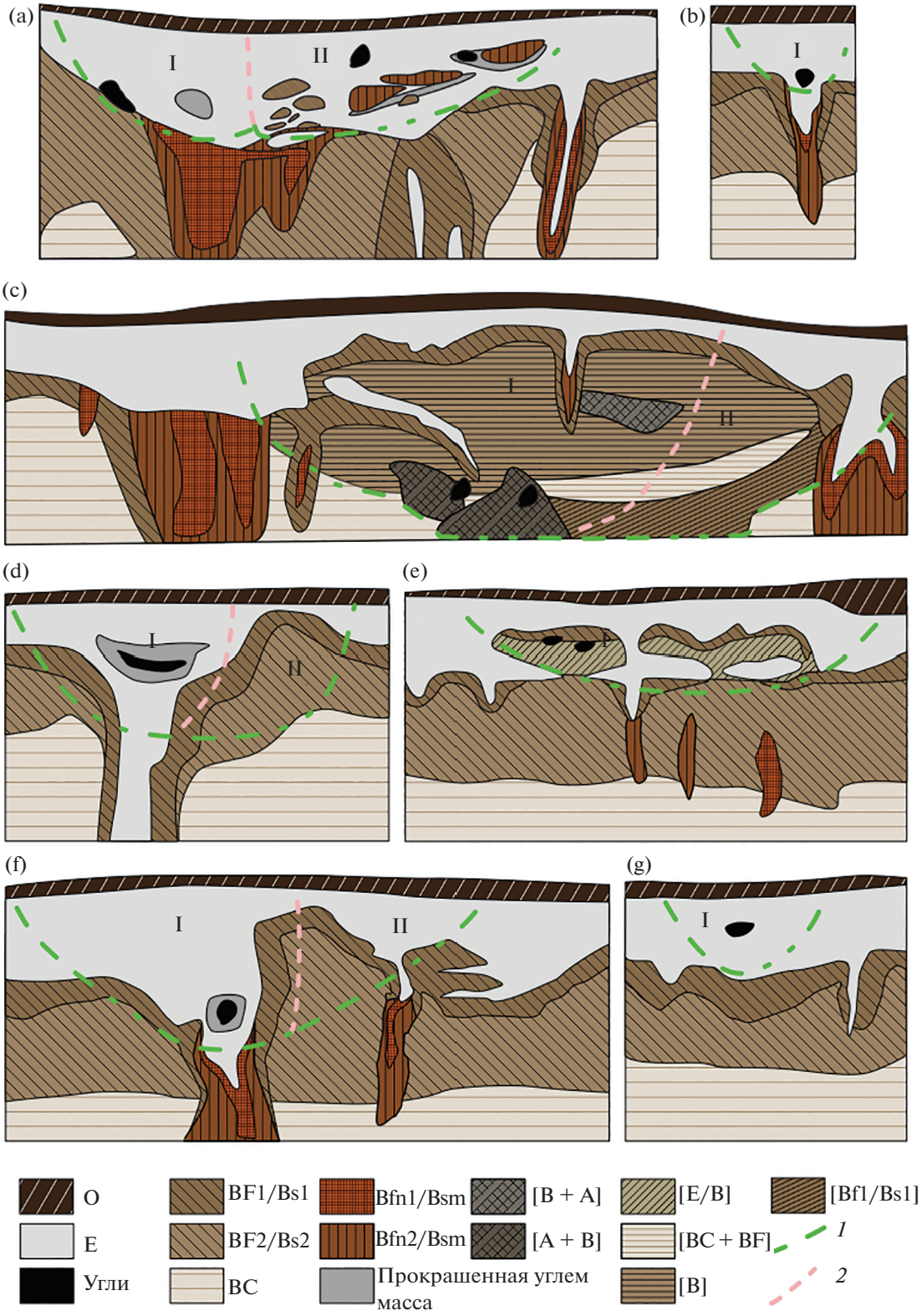


Рис. 6. Типы морфологических мозаик с древесными углями в подзолах: *1* – граница западины ВПК; *2* – граница в былой западине между материалом осыпавшихся органогенного и подзолистого горизонтов (I), и массой осыпавшихся срединных горизонтов (II).

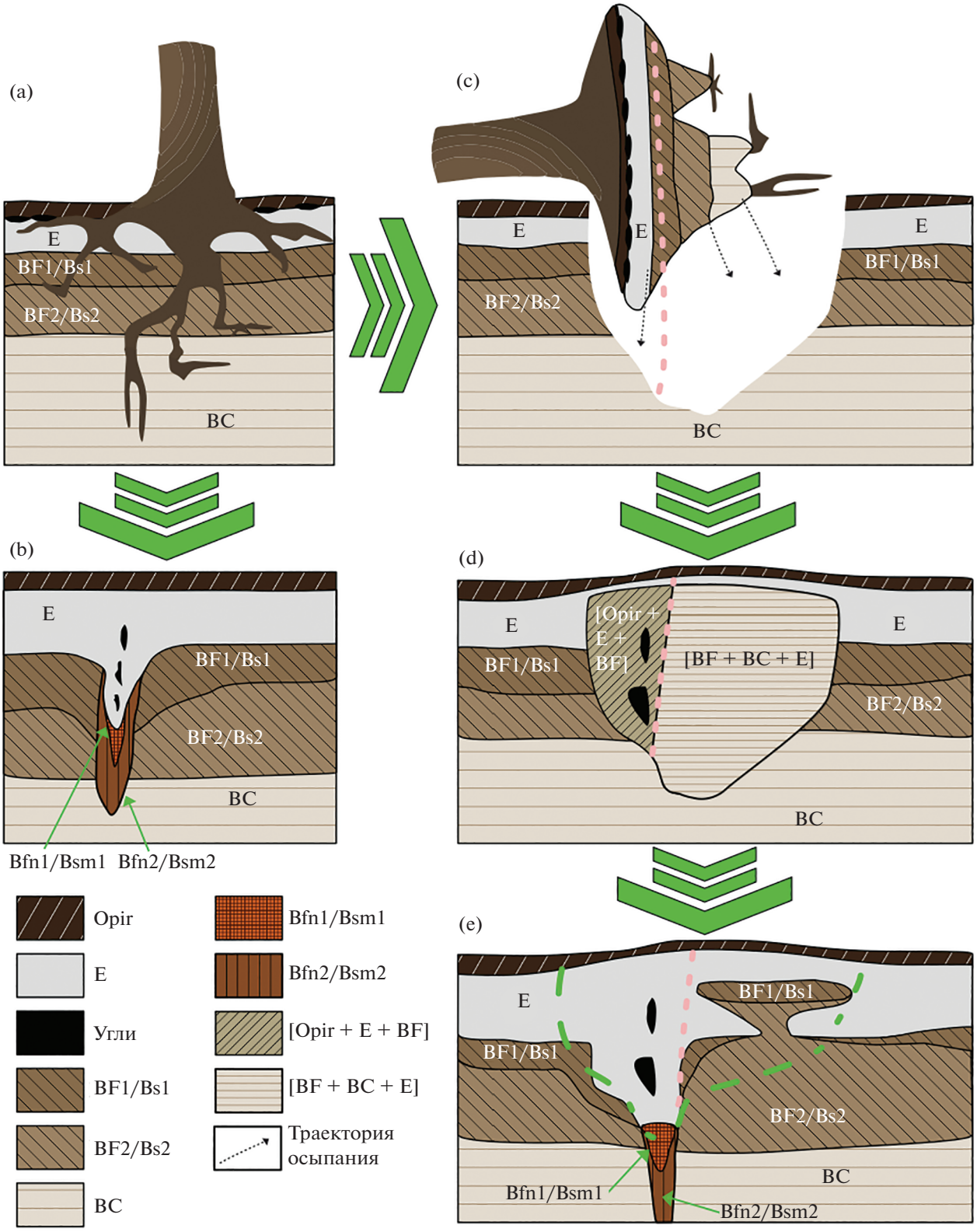


Рис. 7. Схема погружения углей и формирования главных почвенных морфологических элементов в результате воздействия корневых систем деревьев на подзолы. Описание в тексте.

времени произошло промерзание торфяных отложений [27, 29, 31]. Около 3000 кал. л. н. происходит увеличение количества осадков, и мерзлота частично начинает деградировать [29]. В средней тайге зафиксировано уменьшение скорости накопления углерода 6–5 тыс. кал. л. н., что связывается с увеличением засушливости от 5700 до 3000 кал. л. н. [92]. На протяжении периода времени от 6000 до 3975 кал. л. н. происходило увеличение промежутков времени между пиками содержания пыльцы ели с 260 до 525 кал. лет, сопровождавшееся увеличением количества микроугольков в торфе [33]. Кроме индикации ухудшения условий климата это свидетельствует об учащении пожаров и, как следствие, ослаблении фитоценотических позиций ели, как позднесукцессионного вида. В обозначенный период в донных отложениях среднетаежного озера Светленькое, на первой надпойменной террасе Оби, увеличилось содержание карбонатов и углерода органических соединений [39]. Начиная с середины пятого тысячелетия наблюдается сильное увеличение доли сосны обыкновенной в споро-пыльцевых спектрах болот средней тайги, одновременно снижается содержание пыльцы ели, особенно сильное в самых заболоченных районах [39, 80], что связано с исчезновением массивов заболоченных ельников и переходом болот в олиготрофную стадию. В пределах низких террас Оби ослабление фитоценотических позиций ели было не столь значимо, а к концу третьего тысячелетия отмечено некоторое восстановление ее позиций [39].

Факт отсутствия углей старше 5 тыс. лет коррелирует с данными из ряда других регионов. Так, из обзора [51] следует, что для центра Русской равнины и Прибалтики минимальное количество пожаров приходится на период между 5 и 7 тыс. л. н. Однако эти результаты противоречат данным из средней тайги Приенисейской Сибири [21], где в болотах Сым-Дубческого междуречья имеются пирогенные прослойки возрастом, приходящимся на диапазон от 9 до 5 тыс. кал. л. н. В то же время там не обнаружены угли возрастного диапазона от 5 до 3 тыс. кал. л. н. В 67 км на ЮЗ от места исследований в болотах фиксируются угли [93] от антропогенных пожаров, приходящиеся в основном на интервал 6–7 тыс. лет и более, в период 5–6 тыс. лет слоев существенно меньше, их число вновь увеличивается в период менее 5 тыс. л. н.

Второй этап (3000 л. н.), характеризующийся двукратным ростом встречаемости пирогенных событий, с пиком в период от 2600 до 2400 кал. л. н., не находит какого-то яркого отражения в имеющихся палеоэкологических летописях. Для болот средней тайги на период 3220–270 кал. л. н. реконструированы более высокие уровни болотных вод, чем были в предшествовавший период [92]. Так, для юга таежной зоны Западной Сибири реконструируются более влажные условия в период 2125–2840 кал. л. н. На период максимальной горимости приходится влажная фаза [6], что несколько противоречит увеличению числа пожаров. В среднетаежных верховьях бассейна р. Конда на это время пришлось значительное увеличение роли сосны. Вслед за чем несколько возросла роль кедра и пихты, а роль березы уменьшилась [5], что отражает сукцессионную динамику растительного покрова. В средней тайге в донных отложениях озера Светленькое с 3000 л. н. вновь начало возрастать содержание карбонатов [39], что может совпадать как с усилившимся пирогенным выщелачиванием, так и с увеличением влажности климата. В целом пик числа пирогенных событий совпадает с одним из самых больших пиков содержания пыльцы сосны в торфе [39, 80]. В болотах Приенисейской Сибири максимальное число пирогенных слоев за голоцен также пришлось на диапазон от 3 до 1 тыс. кал. л. н. [21].

Третий этап (2400–1000 кал. л. н.) характеризуется сильным сокращением частоты пожаров, не скоррелированным с какими-то явными природными событиями, поэтому наиболее логично объясняемым антропогенным фактором. В целом на 2 последних тысячелетия в Западной Сибири реконструированы стабильные климатические условия [79]. На период 795–1080 кал. л. н. для юга таежной зоны Западной Сибири реконструированы увеличение температур и влажности [6] и уменьшение поступления микроугольков в торфяных отложениях [49, 50]. В средней тайге минимальный поток микроугольков пришелся на 900–1000 кал. л. н., данный период описывается как влажный [65]. Для этого промежутка времени в траншеях не зафиксировано ни одно пирогенное событие. Постепенный рост количества пожаров в средней тайге, начавшийся 800 л. н., с пиком на 500 л. н. [65], зафиксирован лишь одним пирогенным событием.

Значительное уменьшение частоты возникновения пирогенных событий в последнюю тысячу лет не нашло отражения в споро-пыльцевых спектрах ближайших изученных торфяных залежей [39, 80]. Скорее всего, это связано с тем, что предыдущие тысячелетия высокой горимости настолько оттеснили позднесукцессионную флору, что оставшиеся рефугиумы не справлялись с обеспечением необходимого потока семян темнохвойных видов деревьев. Также не обнаружены пирогенные прослойки моложе тысячи лет и в болотах средней тайги Приенисейской Сибири [21]. Изложенные факты подтверждают предположение о том, что практически полное отсутствие углей в период 800–1200 кал. л. н. связано не с тем, что они еще не успели погрузиться в должной мере при ветровалах, а в целом с меньшей горимостью лесов в этот период. В качестве примера можно привести данные по черневой тайге, в ко-

торой древостои менее сомкнуты, однако угли от пожаров последнего тысячелетия в этих разреженных травяных лесах успели погрузиться на большую глубину [73].

Пожары последних сотен лет еще не запечатлены в почве, а угольный архив по большей части находится под подстилкой, либо в западинах молодых ветровалов, не попавших в выборку.

Ограничения при датировании пирогенных событий. Проведенные исследования показали, что почвенный пул макроуглей является информативным архивом как для оценки частоты пирогенных событий в прошлом, так и для уточнения генезиса и времени формирования морфонных мозаик. Данные палеоантрокологического анализа не столь чувствительны. Преимущественный снос в одну из сторон ветром продуктов горения приводит к тому, что расположенные вблизи торфяные колонки могут не совпадать по крупным пикам содержания микроугольков, как это недавно показано [49]. Увеличение выборки и датирование отдельных макроуглей в почве позволяет учесть практически все инситные пожары.

Общим ограничением является эффект “встроенного возраста” – сгоревшая древесина имеет свой возраст, который может отличаться от времени пожара на сотни лет. Однако эта ошибка не представляется столь существенной из-за того, что при выгорании подстилок большое число углей образуется из опада ветвей и некрупных деревьев. При горении крупных старовозрастных стволов происходит их неполное сгорание, уголь чаще формируется из более молодой, внешней части ствола. Но, конечно, этот эффект является трудно прогнозируемым и может влиять на результаты, особенно в северных лесах, где разложение древесины замедленно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенной работы частично подтверждена гипотеза о том, что непрерывное существование лесной среды приводит к постоянному погружению древесных углей в почву и сохранению непрерывной истории лесных пожаров для отдельных ландшафтных фаций. Угли погружаются в основном за счет фитотурбаций, реже в результате засыпки в корневые каналы. Использованная выборка позволила определить частоту пирогенных событий во времени и выявить периоды повышенной горимости для последних 5 тыс. лет, с пиками пришедшимися на 4400–4600, 3400–3600 и 2400–2600 кал. л. н. Однако выборки оказалось недостаточно для того, чтобы зафиксировать в почве более древние угли. Основные пики частоты пирогенных событий оказались более связаны со временем бытования археологических культур, чем с природными изменениями.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность профессору географического факультета МГУ М.И. Герасимовой и анонимным рецензентам за ценные советы по улучшению статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 21-54-75001-БФ_Почвы, а также по проекту НИР ИАЭТ СО РАН № 0264-2021-0008 “Изучение, сохранение и музеефикация археологического и этно-культурного наследия Сибири”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Табл. S1. Радиоуглеродные даты древесных углей.

Рис. S1–S21. Фотографии почв с датированными морфонами, содержащими угли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветов Н.А., Аветян С.А., Маречек М.С., Цейц М.А.* Анализ строения и состава почвенного покрова Салым-Иртышского междуречья на основе актуализированной почвенной среднемасштабной карты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2017. № 1. С. 3–8.
2. *Адаев В.Н.* Дым над тайгой и тундрой: огонь в культуре северных народов Западной Сибири как средство преобразования среды обитания // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2018. № 2(41). С. 138–147.
3. *Александров С.В., Пальянов П.В., Пономарева Т.М.* Аварийные раскопки городища Нехсап I на территории Средне-Угутского месторождения нефти // Древнее наследие Средней Оби на территории хозяйственного освоения ООО “РН-Юганскнефтегаз”. Екатеринбург: Магеллан, 2013. С. 287–297.
4. *Александровский А.Л., Ершова Е.Г., Пономаренко Е.В., Кренке Н.А., Скрипкин В.В.* Природно-антропогенные изменения почв и среды в пойме Москвы-реки в голоцене: педогенные, пыльцевые и антракологические маркеры // Почвоведение. 2018. № 6. С. 659–673.
5. *Антипина Т.Г., Панова Н.К.* Генезис и палеоэкология болот в голоцене на северо-западе Кондинской низменности (Западная Сибирь, Россия) // Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее. Новосибирск, 4–17 августа 2014 г. Томск: Изд-во ТГУ, 2014. С. 260–262.
6. *Антипина Т.Г., Прейс Ю.И., Зенин В.Н.* Динамика лесной растительности и климата в южной тайге

Западной Сибири в позднем голоцене по данным споро-пыльцевого анализа и AMS-датирования // Экология. 2019. № 5. С. 356–364.

7. *Бенькова В.Е., Швейнгрубер Ф.Х.* Анатомия древесины растений России. Атлас для индентификации древесины деревьев, кустарников, полукустарников и деревянистых лиан России. Бирменсдорф, Швейцарский Федеральный институт леса, снега и ландшафта. Берн, 2004. 456 с.
8. *Бобровский М.В.* Лесные почвы Европейской России. Биотические и антропогенные факторы формирования / Под ред. А.С. Комарова. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 393 с.
9. *Васенев И.И., Таргульян В.О.* Ветровал и таежное почвообразование: Режимы, процессы, морфогенез почвенных сукцессий. М.: Наука, 1995. 247 с.
10. *Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Овчинников И.Ю., Маликов Д.Г., Щеглова С.Н.* Свидетельства потеплений, записанные в лёссовых отложениях последнего оледенения, и динамика лессонакопления в Северо-Западном Присалаирье (юго-восток Западной Сибири) // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 123–143.
11. *Гаврилова И.П., Долгова Л.С.* Песчаные почвы среднетаежной подзоны Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1972. Вып. 2. С. 34–50.
12. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д., Афанасьева Т.В.* Таежное почвообразование в континентальных условиях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 216 с.
13. *Дудко А.А.* Отчет об археологических раскопках на территории выявленных объектов культурного наследия “Группа впадин Кулунигый 64”, “Группа впадин Кулунигый 66” в Сургутском районе Ханты-Мансийского автономного округа-Югры в 2018 году (по открытому листу № 773 от 13 июня 2018 г.). Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2019. Т. 1–4.
14. *Дудко А.А., Васильева Ю.А.* Результаты спасательных археологических работ Юганского отряда в Сургутском районе Ханты-Мансийского автономного округа – Югры в 2019 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2019. Т. XXV. С. 774-777.
15. *Дудко А.А., Васильева Ю.А.* Хронология грунтового могильника Кулунигый 64 (бассейн р. Большой Юган) // Тр. VI (XXII) Всерос. археол. съезда в Самаре. Самара: СГСПУ, 2020. Т. 1. С. 139–141.
16. *Дудко А.А., Васильева Ю.А., Бычков Д.А.* Археологические полевые работы Юганского отряда ИАЭТ СО РАН в бассейне реки Большой Юган // Археологические открытия. 2018 год. М.: Ин-т археологии РАН, 2020. С. 422–425.
17. *Дудко А.А., Васильева Ю.А., Бычков Д.А.* Результаты полевых археологических работ Юганского отряда в Сургутском районе Ханты-Мансийского автономного округа-Югры в 2018 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2018. Т. 24. С. 470–473.
18. *Зайцева Е.А.* Археологическая карта Сургутского Приобья. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2013. 199 с.
19. *Зыков А.П.* Барсова Гора: очерки археологии Сургутского Приобья. Средневековье и Новое время. Екатеринбург: Уральский рабочий, 2012. 232 с.
20. *Кардаш О.В., Чаиркина Н.М., Дубовцева Е.Н., Пиецонка Х.* Новые исследования городища раннего неолита Каюково-2 на севере Западной Сибири // Вестник Новосибирского гос. ун-та. Сер. История, филология. 2020. Т. 19. № 7. С. 109–124.
21. *Карпенко Л.В., Прокушкин А.С.* Реконструкция пожаров в девственных лесах на междуречье Сым-Дубчес в голоцене // Сибирский лесной журн. 2019. № 5. С. 61–69.
22. Классификация и диагностика почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1997. 235 с.
23. *Кузьмина Д.М.* Некоторые механизмы формирования морфонов в подзолах северной тайги Западной Сибири // Мат-лы по изучению русских почв. СПб, 2017. Вып. 9(36). С. 172–177.
24. *Куприянов Д.А., Новенко Е.Ю.* Реконструкция динамики лесных пожаров Центральной Мещеры в голоцене (по данным палеоантракологического анализа) // Сибирский экологический журн. 2019. № 3. С. 253–263. https://doi.org/10.15372/SEJ20190302
25. *Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др.* Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула: Гриф и К, 2001. 584 с.
26. *Лойко С.В., Бобровский М.В., Кузьмина Д.М., Лим А.Г., Крицков И.В., Истигечев Г.И.* Происхождение “языков” и “карманов” в северотаежных подзолах Западной Сибири // Почва – зеркало и память ландшафта. Киров, 2015. С. 45–51.
27. *Магур М.Г., Бляхарчук Т.А., Бляхарчук П.А.* Динамика увлажненности крупнобугристого торфяного болота в голоцене (северная тайга Западной Сибири) // Проблемы изучения и использования торфяных ресурсов Сибири. Томск, 2015. С. 33–37.
28. *Махонина Г.И., Коркина И.Н.* Развитие подзолистых почв на археологических памятниках в подзоне средней тайги Западной Сибири // Почвоведение. 2002. № 8. С. 917–927.
29. *Мульдияров Е.Я., Лапшина Е.Д., Кременецкий К., Переводчиков Е.В.* История развития и строение торфяных залежей болот северной тайги Западной Сибири // West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past and Present, proceedings of the second international field symposium (Ноябрьск, 18–22 августа) Новосибирск, 2001. С. 41–44.
30. Научно-прикладной спавочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 17. Тюменская и Омская области. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. 703 с.
31. *Панова Н.К., Трофимова С.С., Антипина Т.Г., Зиновьев Е.В., Гилев А.В., Ерохин Н.Г.* Динамика расти-

тельности и экологических условий в голоцене на южном Ямале (по данным комплексного анализа отложений реликтового торфяника) // Экология. 2010. № 1. С. 22–30.

32. *Петров Д.Г.* Пути миграции углистых частиц в постпирогенных почвах тайги и тундры в зависимости от особенностей пожара и факторов среды // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 105. С. 109–145.

33. *Пономарева О.Е., Гравис А.Г., Бляхарчук Т.А., Бочкарев Ю.Н., Устинова Е.В., Бердников Н.М., Москаленко Н.Г.* Реакция островной криолитозоны северной тайги Западной Сибири на изменение климата // Мат-лы пятой конф. геокриологов России. 2016. С. 107–114.

34. *Пономаренко Е.В., Пономаренко Д.С., Сташенков Д.А., Кочкина А.Ф.* Подходы к реконструкции динамики заселения территории по почвенным признакам // Поволжская археология. 2015. Т. 1(11). С. 126–160.

35. *Рудковская М.А.* Селище раннего железного века Негусъях // Древнее наследие Средней Оби на территории хозяйственного освоения ООО "РН-Юганскнефтегаз". Екатеринбург: Магеллан, 2013. С. 116–138.

36. *Скворцова Е.Б., Уланова Н.Г., Басевич В.Ф.* Экологическая роль ветровалов. М.: Лесная промышленность, 1983. 192 с.

37. *Чемякин Ю.П.* Барсова гора: очерки археологии Сургутского Приобья. Древность. Сургут–Омск: ОАО "Омский дом печати" 2008. 224 с.

38. *Чендев Ю.Г., Ершова Е.Г., Александровский А.Л., Пономаренко Е.В., Гольева А.А., Хохлова О.С., Русаков А.В., Шаповалов А.С.* Почвенные и ботанические записи изменения природной среды Ямской степи в голоцене // Изв. РАН. Сер. географическая. 2016. № 2. С. 75–89.

39. *Amon L., Blaus A., Alliksaar T., Heinsalu A., Lapshina E., Liiv M., Reitalu T., Vassiljev J., Veski S.* Postglacial flooding and vegetation history on the Ob River terrace, central Western Siberia based on the palaeoecological record from Lake Svetlenkoye // Holocene. 2020. V. 30(5). P. 618–631. https://doi.org/10.1177/0959683619895582

40. *Andreev A.A., Pierau R., Kalugin I.A., Daryin A.V., Smolyaninova L.G., Diekmann B.* Environmental changes in the northern Altai during the last millennium documented in Lake Teletskoye pollen record // Quater. Res. 2007. V. 67. P. 394–399. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.11.004

41. *Barhoumi C., Ali A.A., Peyron O., Dugerdil L., Borisova O., Golubeva Y., Subetto D. et al.* Did long-term fire control the coniferous boreal forest composition of the northern Ural region (Komi Republic, Russia)? // J. Biogeography. 2020. V. 47(11). P. 2426–2441. https://doi.org/10.1111/jbi.13922

42. *Bobrovsky M.V.* The history of fires in old-growth korean pine – broadleaved forests in the middle reaches of the Bikin river (western slope of the Sykhote-Alin mountains) according to dendrochronological and pedoanthracological data // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2019. V. 4. https://doi.org/10.21685/2500-0578-2019-1-2

43. *Bobrovsky M.V., Kupriaynov D.A., Khanina L.G.* Anthracological and morphological analysis of soils for the reconstruction of the forest ecosystem history (Meshchera Lowlands, Russia) // Quater. Int. 2019. V. 516. P. 70–82. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.033

44. *Bobrovsky M.V., Loyko S.V.* Patterns of pedoturbation by tree uprooting in forest soils // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2016. V. 1. https://doi.org/10.21685/2500-0578-2016-1-3

45. *Carcaillet C., Thinon M.* Pedoanthracological contribution to the study of the evolution of the upper treeline in the Maurienne Valley (North French Alps): Methodology and preliminary data // Rev. Palaeobotany Palynology. 1996. V. 91. № 1–4. P. 399–416. https://doi.org/10.1016/0034-6667(95)00060-7

46. *Compostella C., Trombino L., Caccianiga M.* Late Holocene soil evolution and treeline fluctuations in the Northern Apennines // Quater. Int. 2013. V. 289. P. 46–59. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.02.011

47. *de Lafontaine G., Asselin H.* Soil charcoal stability over the Holocene across boreal northeastern North America // Quater. Res. 2011. V. 76. № 2. P. 196–200. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.06.006

48. *Dyakonov K.N., Novenko E.Y., Mironenko I.V., Kuprijanov D.A., Bobrovsky M.V.* The role of fires in the Holocene landscape dynamics of the southeastern part of Meshchera Lowlands // Dokl. Earth Sci. 2017. V. 477. P. 1336–1342. https://doi.org/10.1134/S1028334X17110125

49. *Feurdean A., Florescu G., Tanţău I., Vannière B., Diaconu A.-C., Pfeiffer M., Warren D., Hutchinson S.M., Gorina N., Gałka M., Kirpotin S.* Recent fire regime in the southern boreal forests of western Siberia is unprecedented in the last five millennia // Quater. Sci. Rev. 2020. V. 244. 106495. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106495

50. *Feurdean A., Gałka M., Florescu G., Diaconu A.-C., Tanţău I., Kirpotin S., Hutchinson S.M.* 2000 years of variability in hydroclimate and carbon accumulation in western Siberia and the relationship with large-scale atmospheric circulation: A multi-proxy peat record // Quater. Sci. Rev. 2019. V. 226. 105948. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105948

51. *Feurdean A., Vannière B., Finsinger W., Warren D., Connor S.C., Forrest M., Liakka J. et al.* Fire hazard modulation by long-term dynamics in land cover and dominant forest type in eastern and central Europe // Biogeosciences. 2020. V. 17(5). P. 1213–1230. https://doi.org/10.5194/bg-17-1213-2020

52. *Gavin D.G.* Forest soil disturbance intervals inferred from soil charcoal radiocarbon dates // Can. J. Forest Res. 2003. V. 33(12). P. 2514–2518. https://doi.org/10.1139/x03-185

53. *Gavin D.G., Brubaker L.B., Lertzman K.P.* Holocene fire history of a coastal temperate rain forest based on soil charcoal radiocarbon dates // Ecology. 2003.

V. 84(1). P. 186–201.
https://doi.org/10.1890/0012-9658(2003)084[0186:HFHOAC]2.0.CO;2

54. *Glaser B., Birk J.J.* State of the scientific knowledge on properties and genesis of Anthropogenic Dark Earths in Central Amazonia (terra preta de Índio) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 82. P. 39–51.
https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.029

55. *Hardy B., Cornelis J.-T., Houben D., Lambert R., Dufey J.E.* The effect of pre-industrial charcoal kilns on chemical properties of forest soil of Wallonia, Belgium // Eur. J. Soil Sci. 2016. V. 67(2). P. 206–216.
https://doi.org/10.1111/ejss.12324

56. *Hardy B., Cornelis J.-T., Houben D., Leifeld J., Lambert R., Dufey J.E.* Evaluation of the long-term effect of biochar on properties of temperate agricultural soil at pre-industrial charcoal kiln sites in Wallonia, Belgium // Eur. J. Soil Sci. 2017. V. 68(1). P. 80–89.
https://doi.org/10.1111/ejss.12395

57. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Report No. 106. FAO, Rome, 2015. 192 p.

58. *Jankowski M.* The evidence of lateral podzolization in sandy soils of northern Poland // Catena. 2014. V. 112. P. 139–147.
https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.013

59. *Kaiser K., Schneider T., Küster M., Dietze E., Fülling A., Heinrich S., Kappler C. et al.* Palaeosols and their cover sediments of a glacial landscape in northern central Europe: Spatial distribution, pedostratigraphy and evidence on landscape evolution // Catena. 2020. V. 193. 104647.
https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104647

60. *Kappler C., Kaiser K., Küster M., Nicolay A., Fülling A., Bens O., Raab T.* Late Pleistocene and Holocene terrestrial geomorphodynamics and soil formation in northeastern Germany: a review of geochronological data // Phys. Geography. 2019. V. 40(5). P. 405–432.
https://doi.org/10.1080/02723646.2019.1573621

61. *Konstantinov A., Loiko S., Kurasova A., Konstantinova E., Novoselov A., Istigechev G., Kulizhskiy S.* First findings of buried late-glacial paleosols within the dune fields of the Tomsk Priobye region (SE western Siberia, Russia) // Geosciences (Switzerland). 2019. V. 9(2). 82.
https://doi.org/10.3390/geosciences9020082

62. *Kupriyanov D.A., Novenko E.Y.* Reconstruction of the Holocene dynamics of forest fires in the central part of Meshcherskaya lowlands according to antracological analysis // Contemp. Probl. Ecol. 2019. V. 12. P. 204–212.
https://doi.org/10.1134/S1995425519030065

63. *Kurasova A.O., Konstantinov A.O., Kulizhskiy S.P., Konstantinova E.Y., Khoroshavin V.Y., Loyko S.V.* Patterns of soil cover organization within the northern part of the Kondinskaya lowland (Western Siberia) // Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo Universiteta, Biologiya. 2020. V. 49. P. 6–24.
https://doi.org/10.17223/19988591/49/1

64. *Kuzyakov Y., Bogomolova I., Glaser B.* Biochar stability in soil: Decomposition during eight years and transformation as assessed by compound-specific ^{14}C analysis // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 70. P. 229–236.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.12.021

65. *Lamentowicz M., Słowiński M., Marcisz K., Zielińska M., Kaliszan K., Lapshina E., Gilbert D. et al.* Hydrological dynamics and fire history of the last 1300years in western Siberia reconstructed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive // Quarter. Res. 2015. V. 84(3). P. 312–325.
https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.09.002

66. *Lertzman K., Gavin D., Hallett D., Brubaker L., Lepofsky D., Mathewes R.* Long-term fire regime estimated from soil charcoal in coastal temperate rainforests // Ecology and Society. 2002. V. 6(2).
https://doi.org/10.5751/es-00432-060205

67. *Lindskoug H.B., Villafañez E.A.* Fire ecology, past landscapes and human interaction: contributions from pedoanthracology, Balcosna Valley, Catamarca, Northwestern Argentina // Archaeological and Anthropological Sciences. 2020. V. 12(7). P. 154.
https://doi.org/10.1007/s12520-020-01108-z

68. *Magne G., Brossier B., Gandouin E., Paradis L., Drobyshev I., Kryshen A., Hély C., Alleaume S., Ali A.A.* Lacustrine charcoal peaks provide an accurate record of surface wildfires in a North European boreal forest // Holocene. 2020. V. 30(3). P. 380–388.
https://doi.org/10.1177/0959683619887420

69. *Matthews J.A., Seppälä M.* Holocene colluvial chronology in a sub-arctic esker landscape at Kuttanen, Finnish Lapland: Kettleholes as geo-ecological archives of interactions amongst fire, vegetation, soil, climate and geomorphological instability // Boreas. 2015. V. 44(2). P. 343–367.
https://doi.org/10.1111/bor.12107

70. *Matthews J.A., Seppälä M., Dresser P.Q.* Holocene solifluction, climate variation and fire in a subarctic landscape at Pippokangas, Finnish Lapland, based on radiocarbon-dated buried charcoal // J. Quarter. Sci. 2005. V. 20(6). P. 533–548.
https://doi.org/10.1002/jqs.932

71. *Mazei Y.A., Tsyganov A.N., Bobrovsky M.V., Mazei N.G., Kupriyanov D.A., Gałka M., Rostanets D.V. et al.* Peatland development, vegetation history, climate change and human activity in the Valdai uplands (Central european Russia) during the Holocene: A multi-proxy palaeoecological study // Diversity. 2020. V. 12. 462.
https://doi.org/10.3390/d12120462

72. *Mergelov N., Petrov D., Zazovskaya E., Dolgikh A., Golyeva A., Matskovsky V., Bichurin R., et al.* Soils in karst sinkholes record the Holocene history of local forest fires at the north of European Russia // Forests. 2020. V. 11(12). P. 1268.
https://doi.org/10.3390/f11121268

73. *Novák J., Trotsiuk V., Sýkora O., Svoboda M., Chytrý M.* Ecology of Tilia sibirica in a continental hemiboreal forest, southern Siberia: An analogue of a glacial refugium of broad-leaved temperate trees? // Holocene.

2014. V. 24(8). P. 908–918.
https://doi.org/10.1177/0959683614534744

74. *Novenko E.Y., Tsyganov A.N., Mazei N.G., Kupriyanov D.A., Rudenko O.V., Bobrovsky M.V., Erman N.M., Nizovtsev V.A.* Palaeoecological evidence for climatic and human impacts on vegetation in the temperate deciduous forest zone of European Russia during the last 4200 years: A case study from the Kaluzhskiye Zaseki Nature Reserve // Quat. Int. 2019. V. 516. P. 58–69.
https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.028

75. *Novenko E.Y., Tsyganov A.N., Volkova E.M., Kupriyanov D.A., Mironenko I.V., Babeshko K.V., Utkina A.S., Popov V., Mazei Y.A.* Mid-and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest of European Russia: A case study from Meshchera Lowlands // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2016. V. 459. P. 570–584.
https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.004

76. *Ohlson M., Dahlberg B., Økland T., Brown K.J., Halvorsen R.* The charcoal carbon pool in boreal forest soils // Nature Geoscience. 2009. V. 2(10). P. 692–695.
https://doi.org/10.1038/ngeo617

77. *Ohlson M., Kasin I., Wist A.N., Bjune A.E.* Size and spatial structure of the soil and lacustrine charcoal pool across a boreal forest watershed // Quart. Res. 2013. V. 80(3). P. 417–424.
https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.08.009

78. *Ohlson M., Tryterud E.* Interpretation of the charcoal record in forest soils: Forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal // Holocene. 2000. V. 10(4). P. 519–525.
https://doi.org/10.1191/095968300667442551

79. *Philben M., Kaiser K., Benner R.* Biochemical evidence for minimal vegetation change in peatlands of the West Siberian Lowland during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2014. V. 119(5). P. 808–825.
https://doi.org/10.1002/2013JG002396

80. *Pitkänen A., Turunen J., Tahvanainen T., Tolonen K.* Holocene vegetation history from the Salym-Yugan Mire Area, West Siberia // Holocene. 2002. V. 12(3). P. 353–362.
https://doi.org/10.1191/0959683602hl533rp

81. *Ponomarenko E., Tomson P., Ershova E., Bakumenko V.* A multi-proxy analysis of sandy soils in historical slash-and-burn sites: A case study from southern Estonia // Quart. Int. 2019. V. 516. P. 190–206.
https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.016

82. *Ponomarenko E.V., Ershova E.G., Stashenkov D.A., Ponomarenko D.S., Kochkina A.F.* Tracing land use history using a combination of soil charcoal and soil pollen analysis: An example from colluvial deposits of the Middle Volga region // J. Archaeological Sci.: Reports. 2020. V. 31. P. 102269.
https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2020.102269

83. *Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M. et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62(4). P. 725–757.
https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

84. *Reisser M., Purves R.S., Schmidt M.W.I., Abiven S.* Pyrogenic carbon in soils: A literature-based inventory and a global estimation of its content in soil organic carbon and stocks // Frontiers Earth Sci. 2016. V. 4. P. 80.
https://doi.org/10.3389/feart.2016.00080

85. *Robin V., Nelle O.* Contribution to the reconstruction of central European fire history, based on the soil charcoal analysis of study sites in northern and central Germany // Vegetation History and Archaeobotany. 2014. V. 23(S1). P. 51–65.
https://doi.org/10.1007/s00334-014-0438-2

86. *Šamonil P., Daněk P., Schaetzl R.J., Vašíčková I., Valtera M.* Soil mixing and genesis as affected by tree uprooting in three temperate forests // Eur. J. Soil Sci. 2015. V. 66(3). P. 589–603.
https://doi.org/10.1111/ejss.12245

87. *Šamonil P., Schaetzl R.J., Valtera M., Goliáš V., Baldrian P., Vašíčková I., Adam D., Janík D., Hort L.* Crossdating of disturbances by tree uprooting: Can treethrow microtopography persist for 6000years? // Forest Ecology and Management. 2013. V. 307. P. 123–135.
https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.06.045

88. *Šamonil P., Valtera M., Schaetzl R.J., Adam D., Vašíčková I., Daněk P., Janík D., Tejnecký V.* Impacts of old, comparatively stable, treethrow microtopography on soils and forest dynamics in the northern hardwoods of Michigan, USA // Catena. 2016. V. 140. P. 55–65.
https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.01.006

89. *Sizov O., Konstantinov A., Volvakh A., Molodkov A.* Timing and sedimentary record of late quaternary fluvio-aeolian successions of the Tura-Pyshma interfluve (SW Western Siberia, Russia) // Geosciences (Switzerland). 2020. V. 10(10). 396. P. 1–19.
https://doi.org/10.3390/geosciences10100396

90. *Tarasov P.E., Guiot J., Cheddadi R., Andreev A.A., Bezusko L.G., Blyakharchuk T.A., Dorofeyuk N.I. et al.* Climate in northern Eurasia 6000 years ago reconstructed from pollen data // Earth Planetary Sci. Lett. 1999. V. 171(4). P. 635–645.
https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00171-5

91. *Tomson P., Kaart T., Sepp K.* Forest soil charcoal and historical land use // Baltic Forestry. 2021. V. 27(1). P. 1–8.
https://doi.org/10.46490/BF478

92. *Tsyganov A.N., Zarov E.A., Mazei Y.A., Kulkov M.G., Babeshko K.V., Yushkovets S.Y., Payne R.J. et al.* Key periods of peatland development and environmental changes in the middle taiga zone of Western Siberia during the Holocene // Ambio. 2021.
https://doi.org/10.1007/s13280-021-01545-7

93. *Turunen J., Tahvanainen T., Tolonen K., Pitkänen A.* Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia // Global Biogeochem. Cycles. 2001. V. 15(2). P. 285–296.
https://doi.org/10.1029/2000GB001312

Charcoals of Albic Podzols of the Middle Taiga of Western Siberia as Indicator of Ecosystem History

S. V. Loiko[1, *], D. M. Kuzmina[1], A. A. Dudko[2], A. O. Konstantinov[3], Yu. A. Vasilyeva[2], A. O. Kurasova[1, 3], A. G. Lim[1], and S. P. Kulizhsky[1]

[1] *Tomsk State University, Lenin Avenue, 36, Tomsk, 634050 Russia*

[2] *Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Prospect Akademika Lavrent'eva, 17, Novosibirsk, 630090 Russia*

[3] *Tyumen State University, Volodarskogo Street, 6, Tyumen, 625003 Russia*

**e-mail: s.loyko@yandex.ru*

The study of soil charcoal as an informative proxy for paleoecological research is actively developing in Russia and the world. However, pedoanthracological studies are still sporadic for such large areas as the taiga of the West Siberian Plain. This work was performed to assess pedoanthracological approaches to the study of the local history of the boreal ecosystems of the middle taiga of Western Siberia. The radiocarbon age of 31 charcoal of Albic Podzol of the ancient aeolian dune has been established. Morphological patterns with dated charcoals have also been typed. The research was carried out in the basin of the Bolshoi Yugan River near the site of large-scale archaeological research. The morphological patterns of the formation date showed the radiocarbon age of the charcoal. The main reason for sinking charcoal into the soil was windthrown tree and charcoal backfill in root canals. All the charcoals studied were less than five thousand calibrated years. The appearance of morphones with charcoal in soils coincided with the appearance and thickening of podzolic horizons. At the beginning of the third millennium, there was a twofold increase in the frequency of pyrogenic events. The maximum of pyrogenic events was in the middle of the third millennium. The frequency of occurrence of pyrogenic events decreased at the very end of the second millennium. The periods with the largest number of pyrogenic events of the last five millennia roughly coincided with the periods of existence of archaeological cultures. Thus, in the middle taiga forest in the center of Western Siberia, conditions for the constant occurrence of fires and the burial of coals in the soil existed for five thousand years. This process formed the fire record in the podzol. The study of charcoal allows us to reconstruct the history of the local ecosystem.

Keywords: Albic Podzols, pedoanthracology, soil morphones, soil genesis, radiocarbon age, archeology of the Surgut Ob region

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 193–207

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4:55.4(282.25)

ПОЧВЫ ПОЙМ ГОРНЫХ РЕК ВЕРХНЕКЕРУЛЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ (МОНГОЛИЯ)

© 2022 г. В. И. Убугунова[a], *, Л. Л. Убугунов[a], В. Л. Убугунов[a]

[a] *Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670037 Россия*

**e-mail: ubugunova57@mail.ru*

Поступила в редакцию 01.06.2021 г.
После доработки 14.07.2021 г.
Принята к публикации 27.07.2021 г.

Получены новые данные о морфологическом строении, химических и агрохимических свойствах, классификационном положении и рациональном использовании почв пойм горных рек Тихоокеанского бассейна (Монголия, Верхнекеруленская котловина). В северной части (подтаежная зона, 1500–1395 м над ур. м.) формируется густая речная сеть, которая образована р. Керулен и притоками Хойт Хорот, Дунд Хорот, Тэйун-Гол, Дзор-гол, Увхирийн-Гол. На поймах проточно-островного типа с галечниково-валунным субстратом формируются маломощные, высокогумусные аллювиальные почвы. Особенностью их строения является очень слабо выраженная слоистость. В местах разгрузки хлоридно-гидрокарбонатных и магниево-натриевых вод отмечается локальное засоление. Типовые различия почв пойм этого участка выражены по перегнойно-гумусовому и гумусовому горизонтам. Диагностированы типы аллювиальных гумусовых (Fluvisol (Humic)) и аллювиальных перегнойно-гумусовых почв (Folic Fluvisol). В центральной части котловины (лесостепная зона, 1395–1357 м над ур. м.) р. Керулен образует эпигенетическую долину с неразвитыми поймами. Основные массивы пойм формируют р. Дзун-Бурхийн-Гол, Барун-Бурхийн-Гол, Дэлэнзийн-Гол. Аллювиальные отложения имеют галечниково-песчаный состав. Почвы характеризуются высоким содержанием гумуса, выражено оглеение, засоление. Диагностированы типы аллювиальных темногумусовых (Fluvisol (Mollic)) и темногумусовых глеевых почв (Gleyic Fluvisol (Mollic)). В южной части котловины (степная зона, 1357–1306 м над ур. м.) почвы пойм формируются преимущественно на песчаных аллювиальных отложениях. Они имеют слабощелочную реакцию среды, засолены. Диагностирован тип аллювиальных темногумусовых глеевых засоленных почв (Sodic Gleyic Fluvisol (Mollic)). Установлен незначительный уровень плодородия пойменных почв исследованного региона из-за неблагоприятных водно-физических свойств, низкого содержания нитратного азота и подвижного фосфора. Предложена группировка почв по их использованию преимущественно под пашню, сенокосы, пастбища и малопригодные или непригодные для ведения сельского хозяйства. Представлены потенциально возможные деструктивные агрогенные процессы при вовлечении данных почв в интенсивное сельскохозяйственное производство. Рекомендуется комплекс мероприятий для экологически безопасного рационального использования аллювиальных почв и пойменных экосистем верхнего течения р. Керулен и ее притоков в лугопастбищном хозяйстве и земледелии, включающий нормированное применение различных видов навоза, компостов и минеральных удобрений, в первую очередь азотных и фосфорных.

Ключевые слова: пойменные экосистемы, аллювиальные почвы, разнообразие, пространственное распределение, агрохимические свойства, рациональное использование

DOI: 10.31857/S0032180X22020125

ВВЕДЕНИЕ

Сохранение биоразнообразия экосистем, эколого-экономическая оптимизация и совершенствование системы землепользования в горных ландшафтах являются актуальной задачей [6]. Для этих целей необходима достоверная информация по всем компонентам экосистем. В настоящее время изучено геоморфологическое, геологическое, тектоническое строение, флора и фауна Монголии [3–5, 13–15, 17–20, 24]. По почвам пойменных экосистем до настоящего времени имеются отрывочные сведения, предполагающие преимущественное развитие аллювиальных торфянисто-глеевых почв в верховьях рек (тундровая, горно-лесная зона), аллювиальных луговых – в среднем течении (лесостепная и степная зоны) и аллювиальных дерновых – в нижнем (сухостепная, полупустынная) [15, 29, 37].

Классические схемы формирования почв пойм в горных районах имеют свои особенности

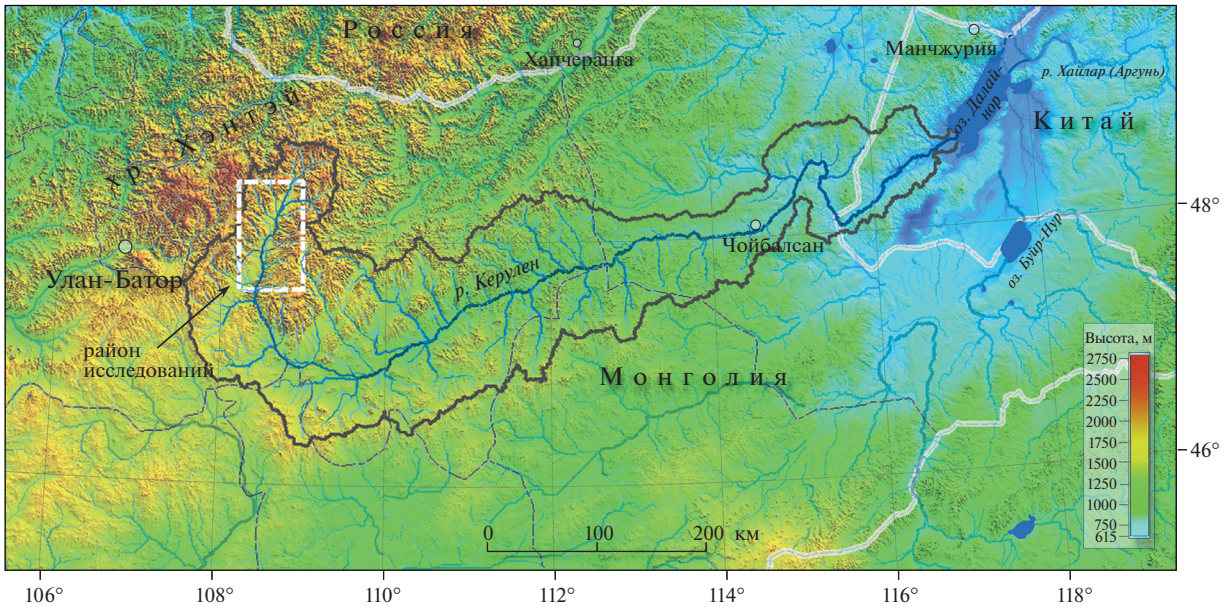


Рис. 1. Географическое положение бассейна р. Керулен и района исследований (Верхнекеруленская котловина).

[25, 26, 33]. Это связано с комплексом зональных и интразональных факторов [7, 8, 26], немаловажное значение имеет сложная структурная организация долин в результате длительных мезо-кайнозойских преобразований планетарного масштаба [5, 25].

Для изучения почв горных пойм Тихоокеанского бассейна выбрана Верхнекеруленская котловина. Она расположена в пределах Монголо-Охотского сейсмически активного складчатого пояса, представляющего пограничную (“шовную”) область контактных зон различных геологических структур (Северо-Азиатского кратона, Монголо-Охотского палеоокеана, Амурского супертеррейна) [5]. Магистральная р. Керулен протекает в подтаежном, лесостепном и степном поясах и впадает в оз. Далайнур. В отдельные годы отмечается связь с правым притоком Амура Аргунью (Хайлар) [13, 14].

Цель исследований – изучение морфологических особенностей и свойств почв горных пойм Верхнекеруленской котловины, определение их почвенно-классификационного положения, оценка уровня плодородия и разработка практических рекомендаций по экологически рациональному использованию почвенного покрова при интенсификации аграрного производства.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Р. Керулен (Монголия, Китай) является самой крупной рекой Монголо-Амурской гидрогеологической области. Она протекает 1090 км по территории Монголии и 164 км – по Китаю (рис. 1).

Истоки реки находятся на южном склоне главной цепи горной системы Восточного Хэнтэя (высота над ур. м. (*H*)1750 м). Около 40 км Керулен течет в среднегорной части лесного пояса. На этом участке выражены ледниковые формы рельефа: моренные гряды, кары, троговые долины, местами сохранились подпрудные озера. На высотах 1500 м Керулен выходит из горных теснин в Верхнекеруленскую котловину, по которой течет около 100 км. Особенностью следующего отрезка является резкий поворот реки на восток. 50 км (*H* 1306–1246 м) р. Керулен протекает через Баянуульские горы, образуя эпигенетический участок и далее 670 км течет по высокой Восточно-Монгольской равнине (*H* 1160–544 м) [13, 14].

Бассейн Керулена расположен в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса Хэнтей-Даурской складчатой области [5], являющейся мировым водоразделом рек, впадающих в Тихий (р. Керулен, Онон, Ингода) и Северный Ледовитый (р. Чикой, Тола) океаны. Долины рек приурочены к зонам тектонических нарушений различного порядка. С Байкальской рифтовой зоной Хэнтэй образует тектонопару. При активизации сейсмических процессов современного рифта на периферических участках происходит компенсирующее коробление и сопутствующие процессы: землетрясения, обвалы, выбросы газов и разгрузка вод [20].

Для Керулена характерен дальневосточный тип водного режима с преимущественным питанием за счет июльско-августовских дождей, вызванных тихоокеанскими муссонами (75% годового стока). Осенний сток составляет 10%, а ве-

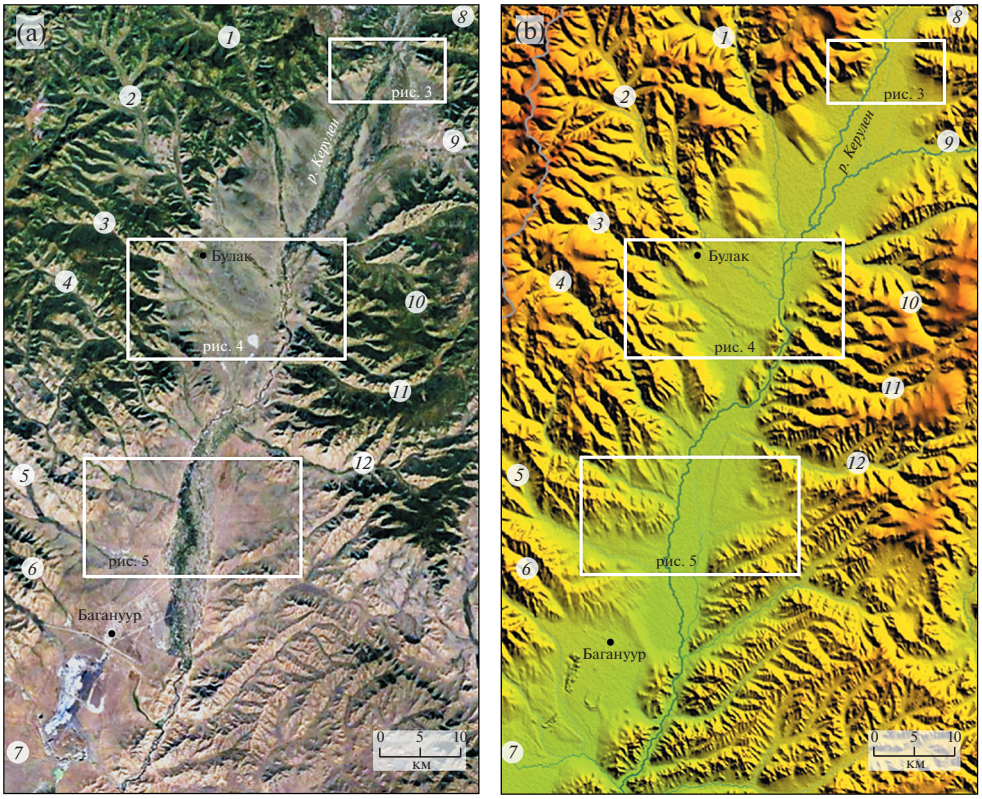


Рис. 2. Космоснимок (a) и орография (b) Верхнекеруленской котловины, участки почвенного обследования в северной (рис. 3), центральной (рис. 4) и южной (рис. 5) частях впадины. Условные обозначения: *1–12* – долины притоков р. Керулен: *1* – Тэрэлджийн-Гол, *2* – Дзун-Бурхийн-Гол, *3* – Барун-Бурхийн-Гол, *4* – Дзун-Байдлагийн-Гол, *5* – Барун-Байдлаг-Гол, *6* – Нарийн-Гол, *7* – Тал-Булгийн-Гол, *8* – Хойт-Хорот, *9* – Тенун-Гол, *10* – Увхирийн-Гол, *11* – Их-Гутайн-Гол, *12* – Юдугийн-Гол.

сенний – 15% от годового. В зимний период поверхностный сток практически полностью истощается, отмечается накопление вод в виде наледей [20]. В период таяния снега в горах и наледей периодически происходит подъем уровня воды, однако пойма заливается редко [13, 14]. В верхнем течении река имеет сверхпресные воды, а в среднем – слабоминерализованные [10, 13].

От истоков до устья реки климатические условия резко отличаются по суммарной радиации (>1200–1400 кВт ч/м^2), среднегодовой температуре воздуха (–2...–6°С), безморозному периоду (>50–110 дней), количеству выпадающих атмосферных осадков (250–500 мм) [3]. По ботанико-географическому районированию бассейн Керулена входит в Евразиатскую хвойно-лесную область (подобласть Восточно-Сибирских светлохвойных лесов, Хэнтэйская горно-таежная провинция) и Евразиатскую степную (Дауро-Монгольская подобласть, Дауро-Монгольская горно-лесостепная и Монгольская степная провинции) [17, 35].

Объектом исследования явились почвы горных пойм в пределах Верхнекеруленской котловины (48°25′ E, 108°48′ N–48°03′ E, 108°34′ N, длина около 100 км, ширина – от 2 до 12–15 км) (рис. 2). Развитие ее связано с непрерывной позднемезозойско-кайнозойской (поздняя юра–голоцен) эндогенной активностью [5, 37].

Геологическое строение котловины неоднородное. Фундамент сложен докембрийскими отложениями, восточные отроги Хэнтэя – палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, северо-восточный борт – породами карбона, по западному борту котловины преобладают юрские и меловые отложения [5, 24]. Основным фактором, определяющим гидрогеологическое строение территории, является разломная тектоника [20]. По имеющимся данным, разгружающиеся в пределах Верхнекеруленской котловины воды имеют преимущественно гидрокарбонатный состав с повышенным содержанием железа, марганца, лития. Характерно присутствие мантийного гелия [20].

В Верхнекеруленской котловине выделяются несколько морфологически и динамически неоднородных отрезков. Расширение долины северной части связывают с таянием горно-долинных ледников и последующим формированием перигляциального озера [9]. На этом участке отмечается достаточно густая речная сеть. В центральной и южной частях котловина резко сужается,

Керулен несколько раз меняет направление русла. С запада и северо-запада хорошо дешифрируются глубокие заходы в долину правосторонних притоков: Дэлэнзийн-Гола, Дзун-Бурхийн-Гола и Барун-Бурхийн-Гола. На этом борту долины находится активный Керуленский разлом, обладающий высоким сейсмическим потенциалом в голоценовое время. Тектонические обводненные разрывы заметны в указанных горных реках, временных водотоках и заболоченных участках пойм [24]. Формирование эпигенетического участка в центральной части котловины, вероятно, связано с тектоническим строением территории. 11 км Керулен течет через отроги хр. Норовсаталыннуру, образуя очень узкую долину.

В центральной части котловины между правым и левым бортом долины морфологически выражена межвпадинная перемычка (рис. 2b). Такие валы характерны для большинства межгорных мезо-кайнозойских впадин региона [23] и связаны с кайнозойскими взбросонадвигами [24]. Они являются индикаторами растяжения литосферы в трансформенных геодинамических обстановках, распространены в Альпах, Новой Зеландии, Вьетнаме, Монголии, Забайкалье [38].

Южнее эпигенетического участка, в месте впадения в Керулен р. Барун-Бурхийн-Гол, долина сильно сужается, и отмечается резкий поворот Керулена к правому борту долины (рис. 2b). На расстоянии 32 км магистральная река котловины постепенно меняет направление к юго-востоку и востоку. Южная граница котловины выражена в виде второй межвпадинной перемычки, которая отчетливо проявляется на космоснимках.

Верхнекеруленская котловина расположена на южной границе распространения мерзлоты с прерывистым типом распределения. Талики на автоморфных ландшафтах приурочены к склонам южной экспозиции, в котловине – к тектоническим разломам [20].

По почвенно-географическому районированию изученная территория относится к Хангайской почвенно-биоклиматической области с высотно-поясной (северная часть Верхнекеруленкой котловины) и широтно-зональной (центральная и южная части) структурами (котловинно-зонально-поясной) [17, 18]. Многолетняя среднегодовая температура отрицательная, зима холодная, продолжительная, малоснежная, безморозный период составляет 77 дней, сумма осадков варьирует от 500–300 мм, выражен муссонный характер выпадения атмосферных осадков [3]. По долинам горных ручьев и небольших притоков, впадающих в саму реку, наиболее типичны ерниковые заросли. По берегам рек северного участка произрастают ивняки, а основную поверхность расширения поймы занимают кобрезиевые, кобрезиево-злаковые, кобрезиево-злаковые разнотравные луга [19]. Зональная растительность представлена подтаежно-лиственничными лесами, относящимися к Восточно-Хэнтэйской провинции Южно-Забайкальской лесорастительной области [17]. Эти леса произрастают на дерново-подбурах, серо- и темногумусовых почвах [12]. В центральной и южной частях котловины в прирусловой части доминируют ивовые сообщества, на остальных участках поймы – разнотравно-типчаково-келериевые, твердовато-вострецово-типчаковые, твердовато-вострецовые сообщества [17]. На низкогорных автоморфных участках с литоземами, серо- и и темногумусовыми почвами [12] распространены разнотравно-дерновинно-злаковые и дерновинно-злаковые степи [17].

Ключевые участки расположены в северной (подтаежная зона, *H* 1500–1395 м), центральной (лесостепная зона, *H* 1423–1357 м) и южной (степная зона, *H* 1357–1306 м) частях котловины. Химические свойства, содержание аммонийного азота, нитратов, подвижных форм фосфора и калия определяли по [1]. Классификационное положение почв рассматривали по [11, 22, 36].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В северной части Верхнекеруленской котловины (рис. 3) находится обширное расширение, где преимущественно произрастают богаторазнотравно-кобрезиево-злаковые и злаково-кобрезиевые луга.

Речная сеть представлена р. Керулен и ее лево- и правосторонними притоками (Гэлэнгийн-Гол, Хойт-Хорот, Дунд-Хорот, Тэнун-Гол, Дзорголгол, Увхирийн-Гол). Многочисленные постоянные и временные водотоки образуют проточно-островной тип поймы. Гидрологический режим горных рек на высотах 1500–1395 м над ур. м. способствует отложению крупнообломочного валунно-галечникового материала и галечниково-гравийного с песчаным заполнителем. На этом участке заложены опорные и вспомогательные разрезы. Ниже приводим морфогенетическую характеристику основных типов аллювиальных почв северной части котловины.

Разрез 528 (48.419381 N, 108.780833 E; *H* 1452 м) заложен на правобережной пойме р. Керулен, у подножья горы под злаково-кобрезиевым сообществом. На поверхности почвы встречается делювиальный щебень.

AY, 0–12 см – серовато-каштановый, сухой, легкосуглинистый, уплотненный, непрочно-комковатый, обильно пронизанный корнями, встречается мелкий щебень, не вскипает от HCl; переход слабо выражен по цвету, четкий по каменистости и гранулометрическому составу.

AC~~, 13–25 см – около 80% объема составляет галька, мелкозем прогумусированный, серовато-

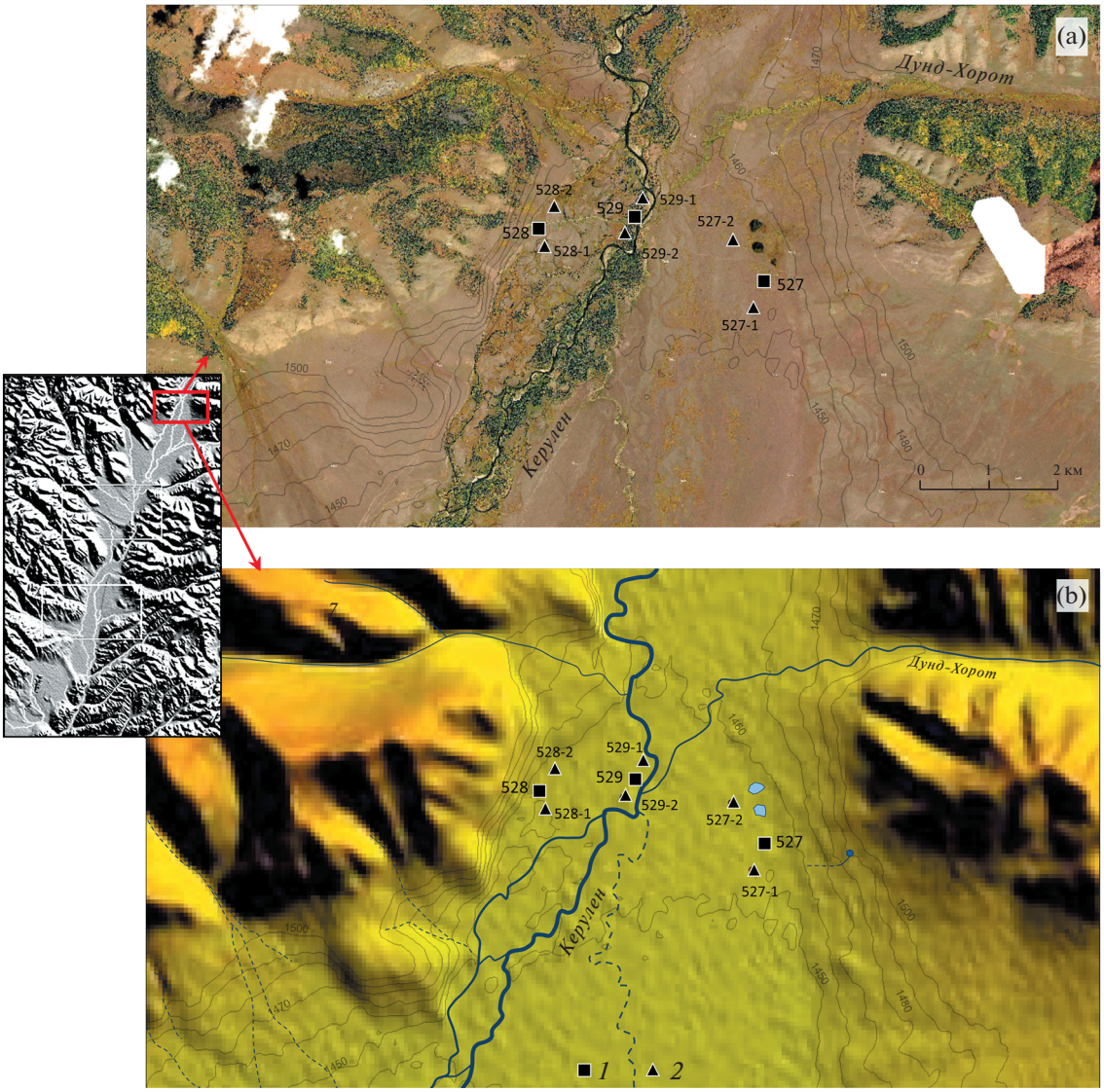


Рис. 3. Расположение опорных (*1*) и вспомогательных (*2*) почвенных разрезов и детализация внешнего вида ландшафтов (a) и рельефа (b) на северном участке изучения Верхнекеруленской котловины в пределах врезки.

светло-каштановый, легкосуглинистый, сухой, бесструктурный, не вскипает от HCl; переход ясный по цвету и гранулометрическому составу.

C~~, 25–35 см – слабо выраженное чередование валунно-галечникового и галечниково-гравийного аллювия с супесчаным наполнителем, сухой, редко встречаются единичные корни, не вскипает от HCl.

Почва: аллювиальная гумусовая (Fluvisol (Humic)).

Разрез 529 (48.42125848 N, 108.799885 E; *H* 1456 м) заложен на правобережном участке прирусловой поймы верхнего течения р. Керулен под ивово-березовой уремой со злаково-осоковым травянистым ярусом.

AH, 0–25 см – на глубине 0–10 см цвет горизонта темно-серый с бурым оттенком, встречаются редкие буровато-темно-коричневые мажущие сгустки полуразложившихся растительных остатков, с 11 до 25 см цвет буровато-черный, влажный, легкосуглинистый, зернисто-комковатый, уплотненный, густо пронизанный корнями, не вскипает от HCl; переход выражен по каменистости.

C~~, 26–50 см – прогумусированные, холодные, влажные отложения. Отмечается слабо выраженное чередование валунно-галечникового и галечникового аллювия.

Почва: аллювиальная перегнойно-гумусовая (Folix Fluvisol).

Разрез 527 (48.413188 N, 108.825689 E; *H* 1454 м) заложен на зрелом сегменте левосторонней поймы р. Керулен в зоне влияния обводненных разломов (300 м от озера, 1250 м от минерального

Таблица 1. Гранулометрический состав почв горных пойм Верхнекеруленской котловины

Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций (мм), %						
		1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01
Почвы северной части Верхнекеруленской котловины								
Аллювиальная гумусовая, разрез 528								
AY	0–12	19	30	28	9	9	5	23
AC~~	13–25	33	20	24	10	8	5	23
C^^~~	26–35	65	13	8	7	5	2	14
Аллювиальная перегнойно-гумусовая, разрез 529								
AH	0–10	24	22	30	8	9	7	24
	11–25	13	24	40	12	8	3	23
AC~~	26–50	20	35	28	9	12	6	27
Аллювиальная перегнойно-гумусовая глееватая засоленная, разрез 527								
AHs	0–5	13	32	37	9	5	4	18
AHg	6–24	16	26	37	11	9	1	21
AC~~	25–39	60	19	10	6	5	0	11
Почвы центральной и южной частей Верхнекеруленской котловины								
Аллювиальная темногумусовая глееватая засоленная, разрез 533								
AUs	0–9	28	13	36	18	5	0	23
AUg	10–20	24	15	38	13	9	1	22
ACg~~	21–42	37	23	20	10	7	3	20
	43–60	22	48	15	4	5	6	15
Аллювиальная темногумусовая глеевая солонцеватая мерзлотная, разрез 535								
AU	0–5	28	38	18	6	5	5	16
AUca, sn, g	6–35	24	28	20	11	8	9	28
ACca~~	36–70	35	30	15	6	9	5	19
CG~~⊥	71–120	53	19	15	3	5	5	13
Аллювиальная темногумусовая глееватая, разрез 525								
AUca,g	0–11	3	6	47	15	22	7	44
ACg~~	12–24	17	36	23	10	9	5	24
C~~	25–50	70	25	1	2	1	1	4

источника) под богатокобрезиево-злаковым сообществом с кустарниками. При закладке разреза ощущали запах сероводорода.

AHs, 0–5 см – темно-серый, встречаются единичные мажущие буровато-темно-коричневые полуразложившиеся растительные остатки, увлажненный, комковатый, супесчаный, уплотненный, обильно пронизанный корнями, не вскипает от HCl; переход выражен по цвету и оглеению, граница постепенная.

AHg, 6–24 см – буровато-черный со слабовыраженными сизыми пятнами, уплотненный, увлажненный, легкосуглинистый, непрочнокомковатый, встречается много тонких корней травянистой растительности, не вскипает от HCl; переход выражен по наличию гальки.

AC~~, 25–33 см – прогумусированный аллювий (85–90%) с песчаным заполнителем, не вскипает от HCl, отмечается слабовыраженное чередование галечникового и галечниково-гравийного аллювия.

Почва: аллювиальная перегнойно-гумусовая глееватая засоленная (Gleyic Folic Fluvisol).

На повышенных участках поймы (разрез 528) северного отрезка Верхнекеруленской котловины формируются аллювиальные гумусовые почвы. Почвы имеют маломощный (12 см), легкосуглинистый, слабокислый горизонт AY (табл. 1, 2). Ниже залегает галечниковый аллювий. Весь почвенный профиль сухой. Признаки оглеения в профиле отсутствуют.

Доминирующим типом почв на северном участке Верхнекеруленской котловины являются почвы с морфологическим строением: AH–AC–C~~. В пределах 0–50 см слоя присутствуют слабовыраженные признаки слоистости. Это является

Таблица 2. Некоторые химические свойства почв горных пойм Верхнекеруленской котловины

Горизонт	Глубина, см	$pH_{водн}$	Гумус	N	Обменные катионы, смоль(экв)/кг		Сумма токсичных солей, %	Степень засоления
			%		Ca^{2+}	Mg^{2+}		
Почвы северной части Верхнекеруленской котловины								
Аллювиальная гумусовая, разрез 528								
AY	0–12	6.3	3.54	0.27	11.5	3.2	0.038	Н.з.
AC~~	13–25	6.3	2.89	0.21	9.1	2.4	0.022	»
C~~	26–35	6.4	0.31	0.03	7.0	1.6	0.021	»
Аллювиальная перегнойно-гумусовая, разрез 529								
AH	0–10	6.0	14.15	0.89	15.4	6.5	0.073	Н.з.
	11–25	6.2	11.24	0.79	14.9	4.4	0.061	»
AC~~	26–36	6.3	7.35	0.60	9.4	2.5	0.049	»
Аллювиальная перегнойно-гумусовая глееватая засоленная, разрез 527								
AHs	0–5	6.8	16.70	0.95	15.4	4.2	0.157	Ср.з.
AHg	6–24	6.2	12.21	0.71	14.2	2.9	0.036	Н.з.
AC~~	25–39	6.9	1.29	0.12	2.5	0.5	0.030	»
Почвы центральной и южной частей Верхнекеруленской котловины								
Аллювиальная темногумусовая глееватая засоленная, разрез 533								
AUs	0–9	6.4	9.72	1.00	15.0	4.4	0.234	Сл.з.
AUg	10–20	6.4	7.75	0.96	15.7	4.1	0.138	Н.з.
ACg~~	21–42	6.7	6.28	0.86	9.7	2.4	0.074	»
	43–60	7.1	6.87	0.75	2.2	0.3	0.056	»
Аллювиальная темногумусовая глеевая солончаковато-солонцеватая мерзлотная, разрез 535								
AUs	0–5	7.3	7.71	0.49	13.7	7.6	0.256	Сл.з.
AUg,sn	6–35	7.9	2.78	0.27	9.6	5.7	0.274	»
ACca~~	36–70	7.6	1.16	0.10	7.4	1.1	0.102	Н.з.
CG~~⊥	71–120	7.1	1.35	0.12	4.9	0.7	0.032	»
Аллювиальная темногумусовая глееватая засоленная, разрез 525								
AUca,g	0–11	8.1	4.48	0.46	17.0	8.4	0.286	Сл.з.
AUg~~	12–24	8.0	2.92	0.32	8.9	1.7	0.066	Н.з.
C~~	25–50	8.1	0.78	0.09	1.6	0.3	0.026	»

Примечание: Н.з. – незасоленные; Сл.з. – слабозасоленные; Ср.з. – среднезасоленные.

свидетельством особенностей пойменно-аллювиальных процессов рек Монголии из-за очень редких и кратковременных паводков [13, 14]. По данным [24], ясно выраженная стратификация осадочной толщи встречается глубже и проявляется в виде чередования средне- и крупнощебнистых пролювиальных и аллювиальных слоев или прослоек, состоящих из различного сочетания песка, дресвы и щебня. Погребенные высокогумусные черные почвы расположены на глубинах 0.8 и 1.2 м. Эти слои по радиоуглеродным датировкам имеют возраст 3160 ± 110 и 7890 ± ± 180 лет соответственно [24].

Реакция среды по всему профилю слабокислая или близкая к нейтральной. Трансформация растительных остатков происходит при высокой дренированности галечниково-валунных отложений и хорошей аэрации. Основным источником гумуса в пойменных лугах Северной Монголии являются корни (доля подземной фитомассы, как правило, составляет 80–90% от общей). Оптимальные гидротермические условия для преобразования растительных остатков создаются в июльско-августовский период: именно в эти месяцы происходит всплеск микробиологической активности [21, 31, 34]. Как по морфологическому строению, так и фи-

зико-химическим показателям верхний горизонт идентифицируется с перегнойно-гумусовым. Такая биогенная аккумуляция встречается в горных почвах субальпийских и альпийских лугов высоких хребтов Азии [2, 16], а также на южной границе распространения бореальных лесов в горах Северной Азии [12, 30].

Для горизонта АН характерно большое содержание C, N, обменных катионов. Следует отметить поверхностное засоление (0–5 см) и проявление признаков оглеения (6–25 см) в почве (разрез 527), формирующейся в зоне влияния разгружающихся слабоминерализованных вод. По соотношению анионов засоление почв хлоридное, по соотношению катионов – магниево-кальциевое. Химизм засоления почв близок составу углекислых вод по содержанию кальция и магния [20]. Присутствие хлора в почвах, возможно, связано с накоплением его в аккумулятивных позициях.

В нижележащих горизонтах изученных почв отмечено облегчение гранулометрического состава, резкое уменьшение содержания обменных катионов, C и N.

Почвы пойм горных рек являются сложными для диагностики и классификации. В отличие от автоморфных почв они формируются в динамичных условиях гидрологического режима рек, различного типа осадконакопления, находятся на разных стадиях эволюционного развития [7, 8]. Каждый высотный уровень в горах характеризуется особым типом строения поймы, различными поемно-аллювиальными процессами [25, 26], комплексом зональных факторов [29]. Поэтому классификационное положение пойм горных стран не всегда укладывается в общепринятые рамки типологии [27–30]. Особую сложность представляет собой установление классификационного положения почв с профилем АН–С~~. В изученных почвах глеевый процесс не выражен, либо проявляются только его признаки. Трансформация растительных остатковхарактеризуется оптимальными условиями для гумусообразования, обэтом свидетельствует отношение C/N (9–10). В результате трансформации растительных остатков образуется перегнойно-гумусовый горизонт. По принципам, изложенным в [11, 22, 32], предлагаем на данном этапе в отделе аллювиальных почв выделить как самостоятельный тип аллювиальные перегнойно-гумусовые почвы.

В центральной части Верхнекеруленской котловины реки протекают в лесостепной зоне. На этом отрезке рисунок речной сети отличается от северного. Отмечается сужение долины, магистральная р. Керулен неоднократно меняет направление (рис. 4).

Характерной особенностью является формирование эпигенетического участка (южнее впадения правостороннего притока р. Дзун-Бурхийн-Гол и временного водотока в Керулен). Р. Керулен прорезает плотные породы горных отрогов хребта Норовсаталыннуру и течет 11 км по узкой, каньонообразной долине. Пойменные и пойменно-озерные участки формируются между р. Дзун-Бурхийн-Гол и Барун-Бурхийн-Гол.

Вблизи горного отрога, отделяющего магистральную реку от Верхнекеруленской котловины, встречаются тектонические разломы. Разрывные нарушения морфологически выражены в виде разгрузок вод [24]. На территории сомона Мунгэн-Морьт в правобережной части долины р. Барун-Бурхийн-Гол отмечается разгрузка вод в оз. Бурх рашаан нуур, в котором из-за выделения углекислого газа вода бурлит как кипяток [20]. Описаны выходы минерализованных вод в виде родников (источник Бурх, безымянные ключи) в пойме р. Зун-Бурхийн-Гола и Керулена [20]. По [24] на центральном участке Верхнекеруленской котловины обводненные кочковатые поверхности вблизи склонов являются также результатом разгрузки глубинных вод.

При выходе Барун-Бурхийн-Гола с гор в котловину река делится на несколько рукавов. Старое русло реки в настоящее время не активное. Необычные природные явления отражены и в названии рек. В переводе с монгольского языка р. Дзун-Бурхийн-Гол и Барун-Бурхийн-Гол переводятся как правая и левая Божьи реки, а сомон, расположенный между ними, носит название – Булаг (ключ, родник).

Формирование эпигенетических участков, смещение русел рек, ассиметричное строение долин, многочисленные проявления разгрузки вод – это свидетельства современных неотектонических процессов [24, 26]. Южнее эпигенетического участка отчетливо дешифрируется положительная структура перекрытия котловины (межвпадинная вал-перемычка), из-за которой магистральная река сменила направление (рис. 2, 4).

После выхода из ущелья Керулен меняет направление, делает изгиб с востока (левый борт долины) на юго-запад–запад (правый борт). По правобережной части река течет около 17 км, а затем делает изгиб на юго-восток (19 км). На этом южном участке реки, относящиеся к бассейну Керулена, текут в пределах степного пояса (рис. 5). Пойма занимает незначительную площадь. Река зажата между низкими горами, долина узкая, не более 1–3 км. В замыкании Верхнекеруленской впадины также выражена межвпадинная перемычка, которая является южной границей впадины. Наличие этого возвышения способствовало резкому повороту реки на восток и формированию длинного эпигенетического участка.

Ниже приводим морфологическое описание почвенных разрезов, заложенных в центральной

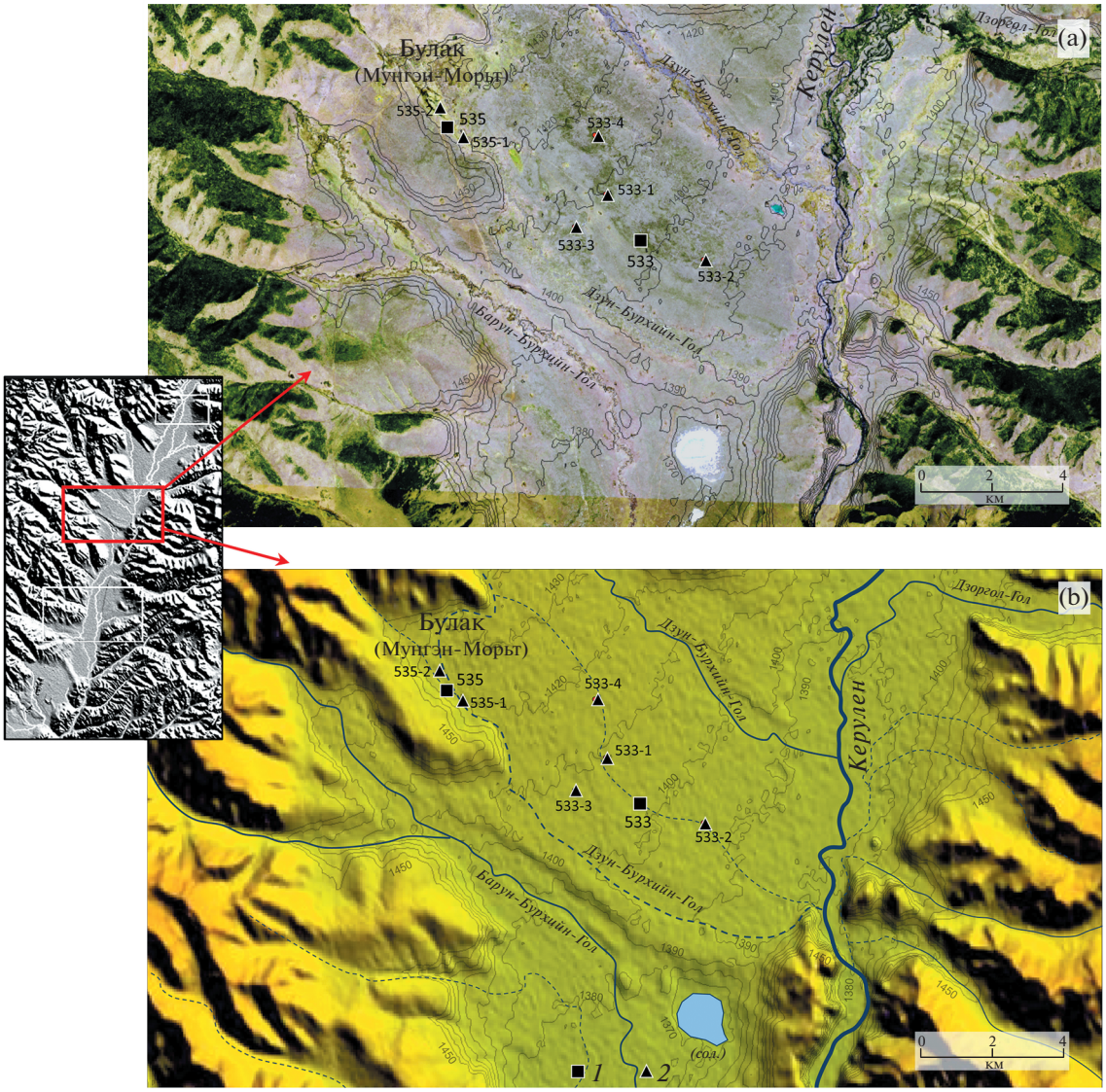


Рис. 4. Расположение опорных (*1*) и вспомогательных (*2*) почвенных разрезов и детализация внешнего вида ландшафтов (a) и рельефа (b) на центральном участке изучения Верхнекеруленской котловины в пределах врезки.

(разрезы 533, 535) (рис. 4) и в южной частях котловины (разрез 525) (рис. 5).

Разрез 533 (48.1650863 N, 108.5664414 E; *H* 1400 м) заложен в пойме пересохшего русла р. Дзун-Бурхийн-Гола под кобрезиево-разнотравно-злаковым сообществом.

AU, 0–9 см – буровато-черный, комковато-зернистый, влажный, густо переплетенный корнями, не вскипает от HCl; переход постепенный, выражен по оглеенности.

AUg, 10–20 см – Буровато-черный легкий суглинок с включением мелкой гальки, встречаются единичны серовато-сизые и ржавые охристые пятна, влажный, уплотненный, крупнокомковатый, пронизанный корнями, не вскипает от HCl; переход выражен по каменистости.

ACg~~, 21–60 см – желтовато-буроватый горизонт с выраженными слоями галечникового аллювия (21–42, 42–60 см), сырой, бесструктурный, холодный, на глубине 21–42 см встречаются ржаво-охристые пятна, не вскипает от HCl; переход выражен по цвету. С 60 см сочится грунтовая вода.

Почва: аллювиальная темногумусовая глеевата́я (Gleyic Fluvisol (Mollic)).

Разрез 535 (48.191779 N, 108.493077 E; *H* 1423 м) заложен на юго–юго-восток от сомона Булаг (Мунгэн-Морьт) в пойме временного функционирующего русла одного из рукавов р. Барун-Бурхийн-Гола под разнотравно-злаковым сообществом.

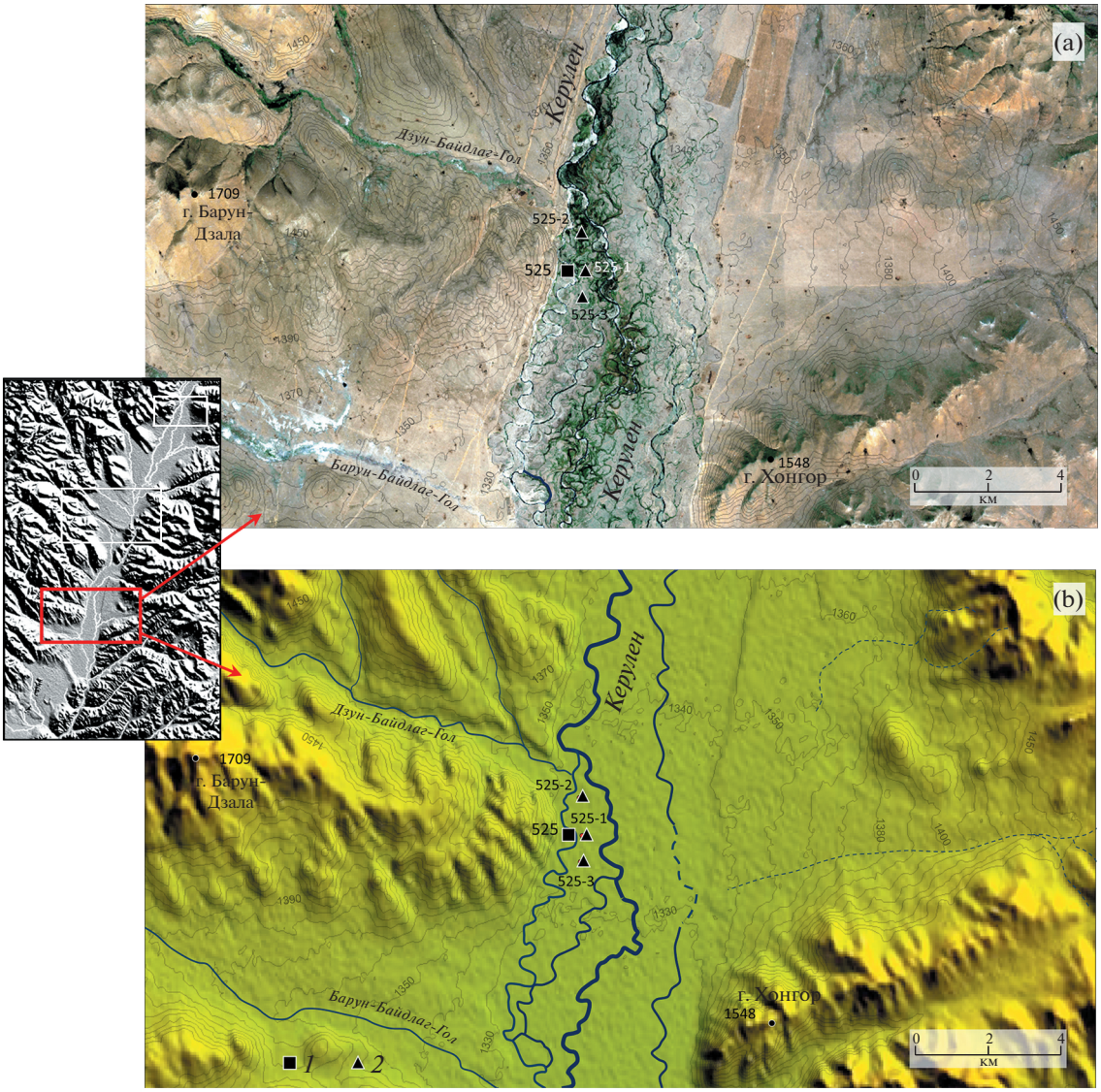


Рис. 5. Расположение опорных (*1*) и вспомогательных (*2*) почвенных разрезов и детализация внешнего вида ландшафтов (a) и рельефа (b) на южном участке изучения Верхнекеруленской котловины в пределах врезки.

AUs, 0–5 см – буровато-черный, легкосуглинистый, увлажненный, комковато-зернистый, уплотненный, обилие корней, не вскипает от HCl; переход выражен по цвету и вскипанию от карбонатов.

AUsn, g, 6–35 см – серовато-черный с сизоватым оттенком, влажный, легкосуглинистый, фиксируется слабовыраженная столбчатость, плотный, вскипает от HCl; переход слабо выражен по цвету, ясный по наличию гальки.

ACca$^{\sim\sim}$, 36–70 см – черновато-серый слоистый горизонт, легкосуглинистый, влажный, уплотненный, встречаются корни, обилие мелкой гальки, бурно вскипает от HCl; переход ясный по цвету.

CG$^{\sim\sim\perp}$, 71–120 см – сизовато-серый оглеенный горизонт с прослойками желтовато-коричневого песка и тонкими прослойками погребенного гумусового горизонта, встречаются единичные мелкие ржаво-охристые пятна, суглинистый, уплотненный, влажный. С глубины 120 см встречается льдистая мерзлота.

Почва: аллювиальная темногумусовая засоленная мерзлотная глееватая (Sodic Gleyic Fluvisol (Mollic)).

Разрез 525 (47.915140 N, 108.480625 E; *H* 1335 м) заложен на южном участке Верхнекеруленской котловины в пойме р. Керулен под осоково-полевицевым сообществом.

AUg,s, 0–11 см – серо-бурый, оглеенный, влажный, среднесуглинистый, уплотненный, обильно пронизанный корнями травянистой растительности, слабо вскипает от HCl; переход выражен по

цвету, плотности, гранулометрическому составу, граница перехода ровная.

AUg, 12–28 см – неравномерно окрашенный сизовато-бурый горизонт с редкими охристыми пятнами, влажный, легкосуглинистый, встречаются корни, не вскипает от HCl; переход выражен по цвету и гранулометрическому составу.

C~~, 29–50 см – желтоватый бесструктурный слоистый аллювиальный песок, влажный, холодный, не вскипает от HCl, глубже (с 53 см) встречается окатанная галька и грунтовая вода.

Почва: аллювиальная темногумусовая глееватая засоленная (Sodic Gleyic Fluvisol (Mollic)).

Аллювиальные почвы центральной части котловины имеют среднемощный профиль с горизонтом AU. В морфологическом строении отмечается аккумуляция карбонатов, проявляется оглеение и признаки осолонцевания. Почвы имеют легкий гранулометрический состав, утяжеление наблюдается только в солонцеватом горизонте (разрез 535). Содержание гумуса в горизонте AU изменяется от 5 до 10%, азота – от 0.46 до 1.0%, сумма обменных оснований – от 20 до 25 смоль(экв)/кг почвы. Почвы нейтральные и слабощелочные. В аллювиальных отложениях отмечается снижение содержания гумуса, азота, поглощенных катионов.

В пределах профиля аллювиальных почв центрального участка Верхнекеруленской котловины встречается грунтовая вода (разрез 533) или мерзлота (разрез 535). Это связано с тем, что разрез 533 заложен в высохшем русле реки с выраженным подземным стоком. Сохранение льдистой мерзлоты в разрезе 535 возможно связано с расположением этого разреза в орографической тени горных отрогов.

В гранулометрическом составе изученных почв отмечается относительное высокое содержание по сравнению с аллювиальными отложениями пылеватых частиц (разрез 533). Все изученные почвы поверхностно слабозасоленные. Химизм засоления по соотношению анионов хлоридный (разрез 533) и сульфатно-хлоридный (разрез 535), по соотношению катионов – кальциево-магниевый (разрез 533) и магниево-натриевый (разрез 535). В почвах южной части котловины в слабозасоленных поверхностных горизонтах тип химизма сульфатный по анионам и магниевый по катионам (разрез 525). Засоление почв обусловлено сочетанием многих факторов: аккумулятивными формами рельефа, широтным расположением котловины (степная зона, разрез 525), водоупором в виде мерзлотного экрана (разрез 535, 533), поступлением ряда элементов из окружающих котловину щелочных гранитов и гранодиоритов Хэнтэйского батолита, разрывными нарушениями в зонах активизированных тектонических разломов и разгрузкой минерализованных вод, аридным весенне-раннелетним периодом [20, 24, 39].

Очень важной при изучении почв пойм является оценка их плодородия. Это продуктивные и ценные сельскохозяйственные угодья. В поймах рек бассейна р. Керулен почвы используются преимущественно как пастбища и сенокосы. В настоящее время отмечается их деградация, проявляющаяся в снижении биопродукционных процессов. Учитывая необходимость разработки мероприятий по оптимизации системы землепользования, проведена оценка почв с точки зрения естественного плодородия. Наибольшую информативность имеют сведения о доступной для растений подвижной форме элементов питания. Несмотря на высокое валовое содержание азота, все изученные почвы характеризуются небольшим содержанием аммиачного азота и очень низким – нитратного (табл. 3).

Данная особенность изученных почв обусловлена, на наш взгляд, суровыми климатическими условиями почвообразования в регионе с очень коротким периодом нитрафикационных процессов в почвах, а также связана с интенсивным потреблением нитратов травянистой азотолюбивой растительностью.

Содержание подвижного фосфора во всех горизонтах почв северной части Верхнекеруленской котловины характеризуется низкой и очень низкой обеспеченностью. Почвы центрального и южного участков отличаются низкой и средней степенью обеспеченности доступного для растений P_2O_5 (17–43 мг/кг).

Обменный калий в горизонтах AH аллювиальных почв северного участка Верхнекеруленской котловины содержится в достаточном количестве: в пределах среднеповышенного и даже высокого и очень высокого уровня обеспеченности. Однако в гравийно-супесчано-песчаных отложениях (C~~) и переходных горизонтах (AC~~), имеющих легкий гранулометрический состав с высоким содержанием гальки, количество обменного калия незначительно.

Проведенные исследования выявили широкое распространение в почвенном покрове пойменных ландшафтов бассейна р. Керулен аллювиальных перегнойно-гумусовых и гумусовых почв. Исследованные аллювиальные почвы используются преимущественно как сенокосно-пастбищные угодья. В последние десятилетия их стали шире вовлекать под пашню для выращивания кормовых и зерновых культур, овощей и картофеля. Для рационального использования данных почв в интенсивном лугопастбищном хозяйстве и земледелии необходимо в связи с их незначительным уровнем плодородия (неблагоприятные водно-физические свойства, низкое содержание многих наиболее важных элементов питания – нитратного азота, подвижного фосфора, возможно, многих биогенных микроэлементов) применять экологически нормированные раз-

Таблица 3. Содержание подвижных форм элементов питания почв пойменных экосистем верхнего течения р. Керулен*, мг/кг

Горизонт	Глубина, см	NH_4^+	NO_3^-	P_2O_5		K_2O	
				по Чирикову	по Мачигину	по Чирикову	по Мачигину
Почвы северной части Верхнекеруленской котловины							
Аллювиальная гумусовая, разрез 528							
AY	0–12	1.3	0.69	28 (низк.)	–	161 (выс.)	–
AC~~	13–25	1.3	0.63	18 (оч. низк.)	–	51 (средн.)	–
C~~	26–35	1.0	0.58	12 (оч. низк.)	–	30 (низк.)	–
Аллювиальная перегнойно-гумусовая, разрез 529							
AH	0–10	2.1	2.09	35 (низк.)	–	226 (оч. выс.)	–
	11–25	3.6	2.46	17 (оч. низк.)	–	201(оч. выс.)	–
AC~~	26–36	2.0	1.02	17 (оч. низк.)	–	178 (выс.)	–
Аллювиальная перегнойно-гумусовая глееватая засоленная, разрез 527							
AHs	0–5	6.0	4.7	41 (низк.)	–	336 (оч. выс.)	–
AHg	6–24	2.3	2.5	25 (низк.)	–	106 (повыш.)	–
AC~~	25–39	1.3	1.1	14 (оч. низк.)	–	47 (средн.)	–
Почвы центральной и южной частей Верхнекеруленской котловины							
Аллювиальная темногумусовая глееватая засоленная, разрез 533							
AU	0–9	1.3	1.7	22 (низк.)	–	87 (повыш.)	–
AUg	10–20	1.0	2.1	17 (оч. низк.)	–	45 (средн.)	–
ACg~~	21–42	1.3	1.4	27 (низк.)	–	51 (средн.)	–
	43–60	1.0	0.6	48 (низк.)	–	31 (низк.)	–
Аллювиальная темногумусовая глеевая солончаковато-солонцеватая мерзлотная, разрез 535							
AU	0–5	3.0	0.9	–	43 (повыш.)	–	543 (оч. выс.)
AUca,sn	6–35	2.3	4.6	–	18 (средн.)	–	242 (повыш.)
ACca~~	36–70	1.0	0.4	–	7 (оч. низк.)	–	39 (оч. низк.)
Cg~~⊥	71–120	1.3	0.9	–	12 (низк.)	–	57 (низк.)
Аллювиальная темногумусовая глееватая засоленная, разрез 525							
AUca,g	0–11	3.6	1.07	–	18 (средн.)	–	254 (повыш.)
AUg~~	12–24	3.0	0.63	–	14 (низк.)	–	155 (средн.)
C~~	25–50	1.0	0.31	–	4 (оч. низк.)	–	25 (оч. низк.)

Примечание. Содержание (степень обеспеченности) подвижных форм P_2O_5 и K_2O: оч. низк. – очень низкое; низк. – низкое; средн. – среднее; повыш. – повышенное; выс. – высокое; оч. выс. – очень высокое.

личные виды навоза, компостов и минеральных макро- и микроудобрений, в первую очередь азотных и фосфорных.

Почвенно-земельные угодья исследованной территории по категориям их использования можно разделить на 4 группы: 1) пригодные преимущественно под пашню; 2) пригодные преимущественно под сенокосы; 3) пригодные для пастбищного использования; 4) малопригодные или непригодные для сельскохозяйственного использования.

Для пахотного использования наиболее перспективны аллювиальные темногумусовые почвы. При этом необходимо проводить комплекс агротехнических мероприятий, способствующих борьбе с водной эрозией, дефляцией, дегумификацией, ухудшением физических свойств. При вовлечении этих почв в оросительную мелиорацию с распашкой почв возможно развитие и/или активизация еще и таких негативных стациально-деструктивных процессов, как ирригационная эрозия, обеструктуривание, переуплотнение, вторичное засоление, вторичное оглеение.

При сенокосном и пастбищном использовании пойменных угодий с недостаточно удовлетворительным по урожайности и зоотехническим нормативам травостоем необходим подсев более продуктивных и ценных в кормовом отношении, а на пастбищах – еще и пастбище устойчивых злаковых трав и бобово-злаковых травосмесей. Также следует соблюдать разработанные для региона системы сенокосо- и пастбищеоборотов.

В целом предлагается отдавать предпочтение лугопастбищному использованию аллювиальных почв горных пойм верхнего течения р. Керулен. Под пашню рекомендуется отводить “очаговые” локальные участки с относительно плодородными темногумусовыми почвами. Малопригодные или непригодные для использования угодья с заболоченными и избыточно-увлажненными почвами следует полностью вывести из сельскохозяйственного оборота, сохранять и использовать в виде уникальных природных объектов, заказников, воспроизводственных участков, промыслово-охотничьих хозяйств.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования почв поймы верхнего течения р. Керулен и ее притоков (в пределах Верхнекеруленской впадины) показали, что эта территория характеризуется сложной гидрогеологической структурой, высокой сейсмической активностью. Различия в аллювиальных отложениях связаны в значительной степени с меандрированием как основного русла Керулена, так и многочисленных временных и постоянных водотоков. В результате этих процесов образуется неоднородная по геоморфологическому строению и осадконакоплению пойма.

Почвы горных пойм северной части котловины формируются в лесном поясе. Поемно-аллювиальные процессы здесь выражены незначительно, поэтому в профиле почв очень слабо проявляется слоистость. Особенностью их морфологического строения является маломощность профиля, отсутствие глеевых процессов и торфонакопления. Это обусловлено значительной скелетностью почв горных пойм, их высокой водопроницаемостью, хорошей аэрируемостью. Типовые различия изученных почв выражены по проявлению биогенно-аккумулятивного процесса и представлены аллювиальными перегнойно-гумусовыми и аллювиальными гумусовыми почвами. Нетипичное для лесной зоны засоление аллювиальных почв связано с влиянием разгружающихся глубинных слабоминерализованных вод.

Почвы центральной и южной частей формируются в лесостепном и степном поясах. Для них характерно широкое распространение аллювиальных темногумусовых почв, в морфологическом строении которых проявляется аккумуляция карбонатов, оглеение, засоление и осолонцевание. Зональный фактор наиболее четко отражается в изменении значений pH от слабокислой в северной части котловины (лесная зона) до слабощелочной (степная).

Основные типовые различия изученных аллювиальных почв проявляются по гумусовому горизонту. По морфологическому строению почвенных профилей диагностируются типы аллювиальных гумусовых и аллювиальных темногумусовых почв. Классификационное положение почв горных пойм с профилем АН–С$^{\sim\sim}$ вызывает затруднения на данном этапе исследований. В соответствии с [11, 21] отнесли к типу аллювиальных перегнойно-гумусовых почв.

Исследованные почвы обладают неблагоприятными водно-физическими и агрохимическими свойствами, обусловливающими их низкий уровень плодородия, особенно незначительный уровень накопления нитратов и подвижного фосфора. В целом необходимо отдавать предпочтение лугопастбищному использованию аллювиальных почв в пойменных ландшафтах верхнего течения р. Керулен и его притоков. Под пашню рекомендуется отводить очаговые локальные участки с темногумусовыми почвами. При этом необходимо проводить комплекс всех агротехнических мероприятий, способствующих борьбе со всеми потенциально возможными деструктивными процессами. В связи с незначительным уровнем плодородия исследованных почв необходимо экологически нормированное применение различных видов навоза, компостов и минеральных удобрений (азотных и фосфорных), в том числе на сенокосных и пастбищных угодьях. Малоплодородные и непригодные для сельскохозяй-

ственного использования заболоченные и избыточно-увлажненные почвы следует сохранять и использовать в виде уникальных природных объектов, заказников, воспроизводственных участков, промыслово-охотничьих хозяйств.

Выражаем надежду, что исследования почв горных пойм Монголии дадут дополнительный материал для развития представлений о многообразии процессов формирования почв горных пойм как Монголии, так и всех прилегающих к ней территорий России и Китая. Продолжение исследований будет связано с дальнейшим изучением разнообразия, генезиса, свойств, закономерностей пространственного распространения почв горных пойм Монголии (среднего и нижнего течения р. Керулен, Онон, Бальдж-Гол, Ульдз-Гол, Халхин-Гол и др., относящихся к Тихоокеанскому бассейну), а также разработке вопросов их охраны и рационального использования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены по теме бюджетного проекта № 121030100228-4.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 656 с.
2. *Ананко Т.В., Герасимова М.И., Конюшков Д.Е.* Почвы горных территорий в классификации почв России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 92. С. 122–146. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-92-122-146
3. *Береснева И.А.* Мезоклиматические ресурсы западной зоны Азии: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. СПб., 1992. 44 с.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 703 с.
5. *Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д.* Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063–1097. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0384
6. Горы мира. Глобальный приоритет. М.: Ноосфера, 1999. 454 с.
7. *Григорьян Б.Р., Фасхутдинова Т.А., Кулагина В.И., Копосов Г.Ф.* Особенности формирования почв островных экосистем Куйбышевского водохранилища // Почвоведение. 1998. № 4. С. 404–411.
8. *Добровольский Г.В.* Почвы речных пойм Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. 296 с.
9. *Еникеев Ф.И., Старышко В.Е.* Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. Чита: ЧитГУ, 2009. 370 с.
10. *Итигилова М.Ц., Дулмаа А., Афонина Е.Ю.* Зоопланктон озер долины рек Ульдза и Керулен северо-востока Монголии // Биология внутренних вод. 2014. № 3. С. 54–63.
11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
12. *Краснощеков Ю.Н.* Почвенный покров и почвы горных лесов Северной Монголии. Новосибирск: Наука, 2013. 196 с.
13. *Кузнецов Н.Т.* Гидрогеография рек Монгольской Народной Республики. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 154 с.
14. *Маринов Н.А., Попов В.Н.* Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1963. 451 с.
15. *Миркин Б.М., Манибазар Н., Гареева Л.М. и др.* Растительность речных пойм Монгольской Народной Республики. Опыт синтаксономического анализа с использованием флористических критериев. Л.: Наука, 1980. 284 с.
16. *Молчанов Э.Н., Молчанов А.Э.* Специфика процессов формирования перегнойно-темногумусовых почв Западного Кавказа // Почвообразовательные процессы. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2006. С. 295–321.
17. Национальный атлас Монгольской Народной Республики. М.–Улан-Батор: ГУГК СССР, ГУГК МНР, 1990.
18. *Ногина Н.А., Доржготов Д.* Почвенно-географическое районирование Монголии // Почвоведение. 1982. № 4. С. 23–32.
19. *Огарь Н.П.* Растительность долин рек семиаридных и аридных регионов континентальной Азии: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Алматы, 1999. 47 с.
20. *Оргильянов А.И.* Минеральные воды Хэнтэй-Даурского свода: Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук. Иркутск, 2021. 18 с.
21. Пойменные луга Монголии. Структура, состав, продуктивность и биоразнообразие пойменных экосистем. Т. 49. Ч. 1. М.: Товар. науч. изд-во КМК. 238 с.
22. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
23. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа. Новосибирск, 1997. 197 с.
24. *Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С.* Палеосейсмогенные дислокации Верхнекеруленской впадины (юг Хэнтэй-Даурского мегасвода, Монголия) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2250–2262.
25. *Сорокин А.П., Махинов А.Н., Воронов Б.А., Сорокина А.Т., Артеменко Т.В.* Эволюция бассейна Амура в мезозое–кайнозое и ее отражение в современной динамике рельефа // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 72–80.
26. *Сурков В.В., Виноградова Н.Н., Крыленко И.В., Тарбеева А.М.* Формирование и развитие пойм горных рек в условиях активной селевой деятельности (на примере долины реки Баксан) // Георск. 2013. № 4. С. 48–55.
27. *Убугунов Л.Л., Убугунова В.И.* Почвы поймы нижнего течения р. Ховд в котловине Больших озер Монголии // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1295–1305.

28. *Убугунов Л.Л., Убугунова В.И.* Почвы речных пойм аридных территорий Внутренней Азии (р. Завхан, Монголия) // Почвоведение. 2012. № 3. С. 277–280.
29. *Убугунов Л.Л., Убугунова В.И., Корсунов В.М.* Почвы пойм экосистем Центральной Азии. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 217 с.
30. *Убугунова В.И., Балданов Б.Ц., Гунин П.Д., Бажа С.Н.* Почвы горной лесостепи юго-западной части хребта Хэнтэй (Монголия) // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1047–1056. https://doi.org/10.7868/S0032180X1709009X
31. *Убугунова В.И., Убугунов Л.Л.* Биологическая продуктивность и гумусное состояние аллювиальных почв монгольской части бассейна оз. Байкал // Почвоведение. 1996. № 8. С. 972–979.
32. *Хитров Н.Б., Герасимова М.И.* Диагностические горизонты и классификация почв России: версия 2021 г. // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910. https://doi.org/10.3185/S0032180X21080098
33. *Чалов Р.С., Чалова Е.Р.* География русел рек, разветвленных на рукава, на территории России // Изв. РГО. 2019. Т. 151. Вып. 6. С. 20–24. https://doi.org/10.31857/S0869-6071151620-34
34. *Чимитдоржиева Г.Д., Чимитдоржиева Э.О., Мильхеев Е.Ю., Цыбенов Ю.Б., Дмитриев А.В., Чимитдоржиев Т.Н., Егорова Р.А., Солдатова З.А., Андреева Д.Б., Корсунова Ц.Д.Ц., Давыдова Т.В.* Почвы криогенных форм рельефа на юге Витимского плоскогорья: распространение и роль в распределении пулов почвенного углерода // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1029–1038. https://doi.org/10.1134/S0032180X19090028
35. Ecosystems of Mongolia. Ulaanbaatar. Admon, 2019. 264 p.
36. IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 192 p.
37. *Opp C., Hilbig W.* Soil and plant cover at zonal and nonzonal sites of the Uvs-Nuur basin (Mongolia, Tuva). Ecosystems of Central Asia: Inverstigations, conservation and nature-use problems / Proceedings of IX Ubsu-Nur International Symposium. 2008. P. 104–109.
38. *Vladimirov A.G., Travin A.V., Phan Luu Anh, Murzintsev N.G., Annikova I.Yu., Mikheev E.I., Nguyen Anh Duong, Tran Thi Man, Tran Thi Lan.* Thermochronology of granitoid batholiths and their transformation into metamorphic core complexes (example of Song-Chaimassif, Northern Vietnam) // Geodynamics Tectonophysics. 2019. № 10(2). P. 347–373. https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0418
39. *Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Lebedev V.I., Eenjin G.* Age of the Khangai batholith and challenge of polychronic batholith formation in Central Asia // Doklady Earth Sci. 2013. № 2. P. 1001–1007.

Soils of Mountain Floodplains of Upper Kerulen Basin (Mongolia)

V. I. Ubugunova[1, *], L. L. Ubugunov[1], and V. L. Ubugunov[1]

[1] *Institute of General and Experimental Biology SB RAS, Ulan-Ude, 670047 Russia*

**e-mail: ubugunova57@mail.ru*

New data on morphological structure, chemical and agrochemical properties, classification and rational use of alluvial soils of floodplains of the mountain rivers of the Pacific Ocean Basin (Mongolia, Upper Kerulen depression) were obtained. In the northern part (subtaiga zone, 1500–1395 m above sea level), a dense river network is formed from Kerulen River and its tributaries Khoyt Khorot, Dund Khorot, Teyun-Gol, Dzor-Gol, Uvkhiriin-Gol. Thin, rich in humus alluvial soils are developed on the floodplains of the duct-island type with a pebble-boulder substrate. A feature of their morphological structure is a weak layering. Soil salinity is noted in the areas with chloride-hydrocarbonate and magnesium-sodium deep waters unloading. The typical differences between the soils within this area are in the mold-humus and humus horizons. The types of alluvial humus soils (Fluvisol (Humic)) and alluvial mold-humus soils (Folic Fluvisol) have been diagnosed. In the central part of the basin (forest-steppe zone, 1394–1357 m above sea level), Kerulen River forms an epigenetic valley with undeveloped floodplains. The main floodplain areas are shaped by the rivers Dzun-Burkhiin-Gol, Barun-Burkhiin-Gol, Delenziin-Gol. Alluvial deposits have a pebble-sandy structure. The soils are characterized by a high humus content, manifested gleying and salinization. The types of alluvial dark humus soils (Fluvisol (Mollic)) and dark humus gley soils (Gleyic Fluvisol (Mollic)) have been diagnosed. In the southern part of the basin (steppe zone, 1357–1306 m above sea level), floodplain soils are formed mainly on sandy alluvial deposits. They have a slightly alkaline reaction and salinity. The type of alluvial dark-humus gley saline soils (Sodic Gleyic Fluvisol (Mollic)) was classified. A low fertility of the floodplain soils of the studied region was defined in the cause of unfavorable water-physical properties, low content of nitrate nitrogen and labile phosphorus. A grouping of soils according to their use, mainly for arable land, hayfields, pastures, and little avail or unusable in agriculture is proposed. Potentially possible destructive agrogenic processes are presented when these soils are involved in intensive agricultural production. A set of measures is recommended for ecologically safe rational use of alluvial soils and floodplain ecosystems of the upper reaches of the Kerulen River and its tributaries in grassland farming and agriculture, including but not limited the normalized use of various types of manure, composts and mineral fertilizers, primarily nitrogen and phosphorus ones.

Keywords: floodplain ecosystems, alluvial soils, diversity, spatial distribution, agrochemical properties, rational use

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 208–218

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 528.946+631.445.12

СТРУКТУРА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ЗАБОЛОЧЕННОЙ РАВНИНЫ СЕВЕРО-ТАЕЖНОЙ ПОДЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (БАССЕЙН р. КАЗЫМ)

© 2022 г. Н. А. Аветов[a], *, Е. А. Шишконакова[b], Р. Р. Кинжаев[a], А. В. Арзамазова[a]

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

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

*e-mail: awetowna@mail.ru

Поступила в редакцию 28.04.2021 г.
После доработки 30.09.2021 г.
Принята к публикации 30.09.2021 г.

Почвенный покров сильно заболоченных территорий традиционно рассматривается в качестве довольно однородного, что во многом обусловлено трудностями систематики торфяных почв в современной российской классификации. Цель работы – проанализировать состав почвенного покрова, распределение его компонентов по классам комбинаций и их приуроченность к болотным биогеоценозам северо-таежной заболоченной равнины, лежащей к северу от Сибирских Увалов. Составлены почвенные карты 34 ключевых участков в масштабе 1 : 5000 общей площадью 595.86 га, в легенде выделены 33 единицы почвенного картографирования, из которых 30 относятся к торфяным почвам. Таежные почвы представлены на картах ключевых участков ареалами подзолов иллювиально-железистых и мозаиками глеезема и подзола. Основное педоразнообразие обеспечивается болотными ландшафтами. Структура почвенного покрова олиготрофных грядово-мочажинных болот представлена пятнистостями торфяных олиготрофных почв, различающихся по мощности и ботаническому составу торфа. На озерково-грядово-мочажинных болотах почвенный покров представлен пятнистостями олиготрофных торфяных почв, различающихся по ботаническому составу, и их комплексами с олиготрофными торфяными влажными регрессивными почвами. Необходимость выделения компонентов, входящих в эти почвенные комбинации, связана с дифференцированной скоростью минерализации органического вещества в них. Основные площади торфяных мезотрофных почв приходятся на элементарные почвенные ареалы, показанные на картах ключей в виде отдельных контуров. Мезотрофные торфяные почвы обнаруживают большее, чем олиготрофные, педоразнообразие по ботаническому составу торфа, степени разложения торфа, мощности торфяной толщи. В то же время не подтверждается предполагаемое в 1980-х годах широкое распространение комплексов олиготрофных и мезотрофных почв, занимающих аапа болота (доля в почвенном покрове – 5.34%).

Ключевые слова: болота, почвенное картографирование, педоразнообразие, торфяные почвы

DOI: 10.31857/S0032180X22020046

ВВЕДЕНИЕ

В современном почвоведении одной из актуальных задач является развитие почвенной крупномасштабной картографии в малоисследованных в почвенно-географическом отношении и имеющих большое экологическое значение северных районах Западной Сибири. Эффективность почвенного картографирования и реализация его прикладных аспектов во многом зависят от последовательного познания структуры почвенного покрова (**СПП**) [30]. Учение о СПП получило развитие во второй половине XX в. усилиями Фридланда [36, 37], обосновавшего основные его теоретические положения, сформулировавшего понятия и предложившего методы расчета параметров.

За рубежом концепция СПП не получила столь целостного и системного развития как в России. Козловский [21], оценивая в начале 90-х годов XX в. достижения в изучении СПП, посчитал целесообразным ограничиться рассмотрением работ исключительно российских авторов. В связи с этим можно говорить только об отдельных общих с СПП аспектах в положениях и понятиях, встречающихся в работах западных авторов. В частности, немецкими почвоведами в рамках теории почвенных сообществ (Bodenvergesellschaftung) предусматривалось последовательное выделение педотопов, почвенных комплексов, почвенных ландшафтов и почвенных сообществ на основе их дифференциации по факторам почвообразования [39]. Разви-

ваемый в настоящее время подход в области педоразнообразия также входит в сферу рассмотрения проблем СПП [41]. Кроме того, вопросы строения почвенного покрова получили широкое освещение в литературе в связи с использованием понятия “катена”. Это понятие, предложенное Мильном с соавт. при почвенном картографировании саван Восточной Африки, расширилось, и к первоначальному “топографическому” содержанию были добавлены характеристики изменения по склону, связанные с чередованием почвообразующих пород (compound catena), режимов выветривания и выщелачивания (transformation catena или hydrosequence), а также с латеральными перемещениями растворов и твердого вещества (translocation catena) [40]. Близки к понятию “катена” такие термины, как топоряд (toposequence или recurrent landscape pattern) и ассоциация (association), используемые в качестве единиц почвенного картографирования [40, 46]. Миллер и Шетцл [45], приводя исторический обзор развития географии почв в XX в., отмечают в качестве его важной вехи использование пяти факторов почвообразования как для создания “почвенно-ландшафтной парадигмы” Хадсона, так и обоснования понятия “пространственной ассоциации” Холла и Кэмбелла в 80–90-х гг., но при этом явно недооценивают роль Фридланда, упоминая российского ученого только как автора концепции элементарного почвенного ареала (**ЭПА**), ставшей, по их словам, кульминацией изучения в России “пространственной структуры почв” (СПП в понимании российского почвоведения) по отношению к элементам рельефа.

В последние 20 лет значительно возросло внимание к анализу СПП территории России в районах Европейско-Западно-Сибирской таежно-лесной области, слабо изученных в почвенно-географическом отношении в прошлом веке по причинам незначительной сельскохозяйственной освоенности, затрудненной доступности и наличия пробелов в официальной советской классификации почв 1977 г. [20], касающихся почв бореальных ландшафтов [4, 7, 11, 12, 14, 24, 27–29, 32]. При этом с самого начала изучения СПП в Западной Сибири (с 70-х годов XX в.) основной акцент в исследованиях делался на структурах, в которых преобладали либо минеральные почвы, либо компоненты, входящие в полосу заболачивания таежных почв. Первые фундаментальные исследования почвенного покрова таежной зоны Западной Сибири, выполненные Караваевой [16, 17], имели целью выявить СПП как раз на заболачивающихся участках. Необходимо подчеркнуть, что развитию дальнейших исследований в области СПП этого региона в немалой степени способствовали почвенно-географические работы, уделяющие большое внимание определению роли в почвенном покрове минеральных слабодифференцированных почв, систематика которых не была предусмотрена советской классификацией, а генезис по-разному трактуется авторами [1, 8, 13, 18, 25, 33, 42].

Территории со значительной долей торфяных почв в почвенном покрове традиционно рассматривались в качестве наиболее однородных за счет обширных гомогенных ареалов болот [12, 37]. По-видимому, одна из основных проблем в раскрытии педоразнообразия заболоченных земель состоит в трудностях систематики торфяных почв в современной классификации [19], в том числе в неопределенном таксономическом положении торфяных почв мезотрофных и регрессивных болот и, кроме того, в недостаточной полноте геоботанических критериев диагностики [3, 5, 15]. Смоленцев в работе, характеризующей СПП центральной части Сибирских Увалов, отказался от выделения на крупномасштабных почвенных картах ареалов мезотрофных торфяных почв, объясняя это сложностью их диагностики [28]. С другой стороны, на почвенной карте Российской Федерации масштаба 1 : 2.5 млн под редакцией Фридланда [26] в таежной зоне Западной Сибири показаны значительные по площади массивы торфяных переходных (мезотрофных) почв, в том числе в виде комплексов с верховыми (олиготрофными) почвами. Однако сопоставление с существующими в настоящее время материалами по распространению разных типов болот показывает необходимость корректировки карты в сторону уменьшения доли этого типа почв за счет доминирующих олиготрофных [35]. На таких крупных заболоченных низменностях Западно-Сибирской равнины, как Среднеобская низменность, до 90% болот представлено олиготрофным типом [23].

В рамках настоящей статьи преследуется цель проанализировать СПП северо-таежной заболоченной равнины, лежащей к северу от Сибирских Увалов (в бассейне р. Казым, Ханты-Мансийский автономный округ – Югра) (рис. 1), показав с учетом высказанных предложений по совершенствованию систематики торфяных почв [2, 3, 5] неоднородность СПП, вызванную, в первую очередь, разнообразием болот региона. Учитывая ограниченные рамки журнальной статьи, из всего многообразия характеристик и инструментов, используемых при анализе СПП, рассмотрены состав почвенного покрова и распределение его компонентов по почвенным комбинациям в соответствии с традиционно выделяемыми их классами. При этом выделенные структуры соотнесены с принятыми в болотоведении типами болотных биогеоценозов [23].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Особенностью изученной территории служит совмещение на ней условий, позволяющих разви-

Схема района картографирования

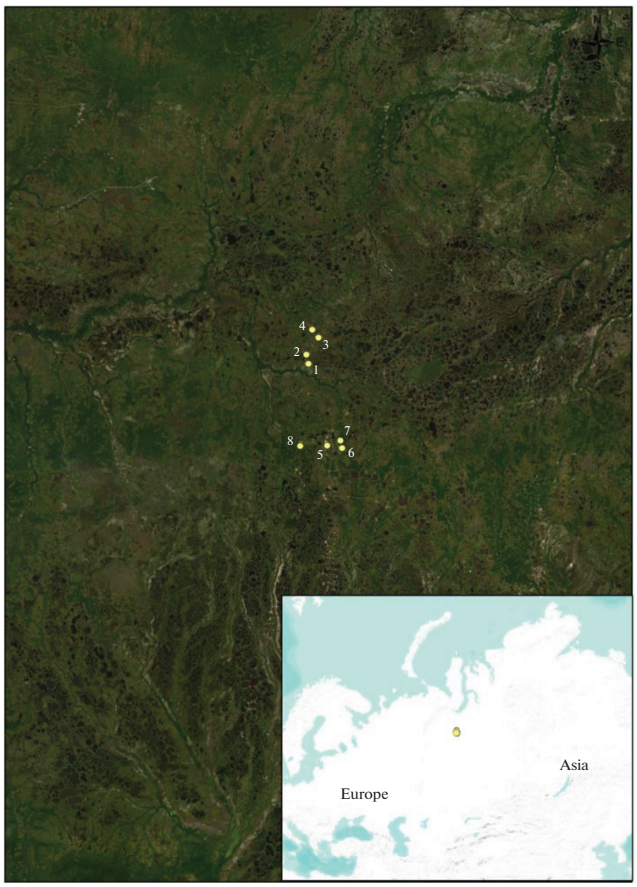


Рис. 1. Схема района картографирования (район помечен кругом).

ваться как бореальным, так и тундровым мерзлотным плоскобугристым болотам. Распространение плоскобугристых болот вместе с крупнобугристыми и выпуклыми олиготрофными, по мнению Шалатонова [34], плохо вписывается в схему зональности и свидетельствует об уникальности природных комплексов. Характер минеральных отложений, служащих почвообразующими породами постлитогенных почв и ложем для торфяных болот, в свою очередь, отражает сложную геологическую историю, связанную с деятельностью ледника, постледниковых потоков, рек, озер, возможно, и мелководного моря [6]. В результате минеральные толщи имеют разнообразный состав в радиальном и латеральном простирании, что создает предпосылки развития мозаик таежных почв на свободных от болот территориях. Основными почвообразующими породами подзолов являются флювиогляциальные пески и супеси, а глееземов – моренно-флювиогляциальные суглинки.

Для характеристики СПП использовали метод ключевых участков (ключей), широко применяемый в этих целях [11, 14, 24, 27]. В полосе с юга на север, ограниченной с юга параллелью 63°11′, с севера параллелью 63°39′, с запада меридианом 70°37′ и с востока меридианом 70°57′, заложили 34 ключа общей площадью 595.86 га, на которых осуществляли наземное почвенное картографирование в масштабе 1 : 5000. В качестве картографической основы использовали космические снимки высокого разрешения QuickBird. Размеры ключевых участков варьировали от 10.61 до 26.11 га. Их подбирали таким образом, чтобы полностью охватить все представленные на заболоченной равнине ландшафты с характерным для них почвенно-растительным покровом.

Картографирование проводили наземным способом в соответствии с правилами, принятыми в российской классической географии почв. Разрезы (точки бурения в случае торфяных почв) закладывали исходя из нормативов для пятой категории сложности почвенного покрова при использовании масштаба 1 : 5000 – один разрез на 2 га. Наведение контуров осуществляли в полевых условиях на основе дешифрирования космических снимков, причем процесс дешифрирования значительно облегчался наличием прямых устойчивых индикационных связей растительности с почвами болот: большинство наблюдаемых на поверхности растений являются торфообразователями, чьи остатки формируют почву. Точки бурения (разрезы) размещали таким образом, чтобы все выявленные на ключе контуры подкреплялись хотя бы одной из них.

При картографировании использовали классификацию 2004 г. со следующими дополнениями (изменениями), касающимися торфяных почв [2, 3, 5]:

– к торфяным относятся почвы с мощностью торфяного горизонта от 30 см и больше;

– почвы с мощностью 30–50 см относятся к подтипу торфяно-глеевых;

– сфагновый очес – это часть почвенного профиля, которая должна учитываться в значениях мощности торфа (торфяной залежи);

– почвы, в торфе которых содержится более 10% остатков мезотрофных и эвтрофных видов (но эвтрофные не преобладают), относятся к типу торфяных мезотрофных, в растительном покрове (в любом ярусе) должен присутствовать хотя бы один мезотрофный вид-индикатор, представленный как минимум несколькими экземплярами;

– выделяются два подтипа почв регрессивных болот в рамках типа олиготрофных торфяных: сухие регрессивные (аналог деструктивных в классификации 2004 г., приуроченных к мерзлым буграм) и влажные регрессивные – почвы “черных мочажин” и болотных озерков. Отличительной чертой обоих подтипов служит сильное за-

медление или даже прекращение торфонакопления;

– при выделении видов торфяных почв по ботаническому составу предлагается расширить список таксонов на основе перечня видов торфа, используемого в болотоведении.

В качестве примера на рис. 2 представлено 8 почвенных карт ключей.

Установление соответствия между выделенными в ходе картографирования таксонами минеральных почв в российской классификационной системе и WRB не вызывает затруднений. Глеезёмы относятся к Dystric Gleysols (Loamic). В свою очередь, подзолам иллювиально-железистым соответствуют Albic Rustic Podzols (Arenic), при этом у глееватых подзолов добавляется главный квалификатор Gleyic. В случае органогенных (торфяных) почв почти все многообразие характеризуется определением Hyperdystric Ombric Fibric Histosols. Исключение составляют перегнойно-глеевые почвы (*11* в легенде карт, далее цифра курсивом – порядковый номер в легенде к рис. 2), которые отвечают критериям квалификатора Hemic вместо Fibric и, кроме того, торфяно-глеевые почвы (*1* и *6*), относящиеся в системе WRB к Dystric Histic Gleysols. Как уже было показано Герасимовой с соавт., педоразнообразие лучше выявляется при использовании национальных классификаций [41].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Все единицы легенды карт ключевых участков разделяются по признаку приуроченности к определенным ландшафтам на три группы: таежные, таежно-болотные, болотные (включая пойменные).

Таежные почвы представлены на картах ключевых участков почвенными ареалами подзолов иллювиально-железистых (O–E–BF–C) (*12*) и мозаиками глеезема (O–G–CG) и подзола (*9*), которые занимают преимущественно южную часть равнины, прилегающую к пологому северному склону Сибирских Увалов и постепенно переходящую в него. Литологическая неоднородность почвообразующих пород, представленных супесчано-суглинистыми моренно-флювиогляциальными толщами, не только обусловливает формирование мозаик, но также может способствовать развитию глеевого процесса в нижней части профиля подзолов, хотя главным фактором развития оглеения служит близость к поверхности почвенно-грунтовых вод. Специфической чертой подзолов изученной территории является крайне незначительная распространенность иллювиально-железисто-гумусовых и иллювиально-гумусовых подтипов, не позволяющая выделить их на картах в масштабе 1 : 5000. В наиболее возвышенной части Сибирских Увалов по склонам увалистых повышений Смоленцевым [28] отмечены почвенные комбинации, включающие все указанные таксоны. В этом отношении изученные профили подзолов ближе к описанным предуральским вариантам, которые даже в условиях сильного увлажнения и оторфовывания подстилки сохраняют иллювиально-железистый морфологический облик [7].

В составе почвенного покрова минеральные почвы таежных ландшафтов занимают ограниченные площади, составляющие в совокупности 13.62% от общей территории ключей.

Таежно-болотные почвенные комбинации на изученной территории представляют собой сочетания подзолов иллювиально-железистых (в том числе глееватых (O–E–BF–BFg–Cg)) карманистых и языковатых и торфяно-глеевой олиготрофной фускум почвы (TO–G) (*13*). Доля этих сочетаний в составе почвенного покрова равнины – 2.91%. Таежно-болотные структуры свойственны полого-волнистым поверхностям, на которых начальное болотообразование затрагивает только понижения, оставляя приподнятые в пределах 1–2 м участки свободными от болот.

Болота, в свою очередь, занимают 82.88% площади всех ключей, из них 0.64% приходится на поймы болотных речек. Соответственно, именно торфяные почвы составляют основной фон почвенного покрова и в первую очередь обусловливают его разнообразие. Всего в легенде выделено 30 единиц торфяных почв и их комбинаций, в числе которых 14 представлены таксонами олиготрофного типа, 11 – мезотрофного, 1 – эвтрофного, а 4 – комплексами мезотрофных и олиготрофных почв.

Как в целом в таежной зоне Западной Сибири исследуемые торфяные олиготрофные почвы (TO–TT) значительно превосходят по площади мезотрофные (TM–TT) и тем более эвтрофные (TE–TT). Гомогенные ареалы олиготрофных почв или комбинации с участием только почв этого типа составляют 68.91% от площади ключевых участков.

Наибольшей однородностью отличается почвенный покров мелкозалежных сосново-кустарничково-сфагновых болот (рямов), контуры которых включают ЭПА торфяных олиготрофных маломощных фускум почв (*19*). Они покрывают 17.52% территории ключей. Примерно в такой же пропорции (18.08%) представлены пятнистости торфяных олиготрофных и торфяно-глеевых почв (с мощностью T 30–50 см) (*6*), образующих полосы шириной в несколько десятков метров по границам с ареалами минеральных почв, но из-за мелкозалежности рямов и широкого распространения таежных “островов” внутри болотных массивов, занимающих значительные пространства равнины. По этим причинам ЭПА олиготрофных среднемощных фускум почв (*21*) резко уступают

по площади покрытия ЭПА маломощных, достигая всего 0.84%.

СПП олиготрофных грядово-мочажинных болот характеризуются невысокой контрастностью и формируется за счет пятнистостей различных видов торфяных олиготрофных почв по мощности и ботаническому составу. В отличие от рямов доля среднемощных торфов здесь сопоставима с долей маломощных, причем значения мощности торфа часто переходят через рубеж в 100 см, разграничивающий эти виды. Гораздо более регулярный характер имеют пятнистости по ботаническому составу торфа: на грядах залегают фускум почвы, в мочажинах – сфагновые мочажинные (*18*, *20*). Важность выделения в качестве компонентов пятнистостей различных видов торфяных почв в данном случае связана не только с их дифференциацией по степени увлажнения, но и с недавно выявленной видовой спецификой сфагновых мхов в процессах разложения органической массы [9, 44].

Суммарная доля структур, состоящих из пятнистостей грядово-мочажинных болот, составляет 12.07% от площади ключей. Поскольку грядово-мочажинные болота нечасто граничат с таежными ареалами, их комплексы с торфяно-глеевыми почвами не получили заметного распространения, составляя в почвенном покрове региона 0.32%.

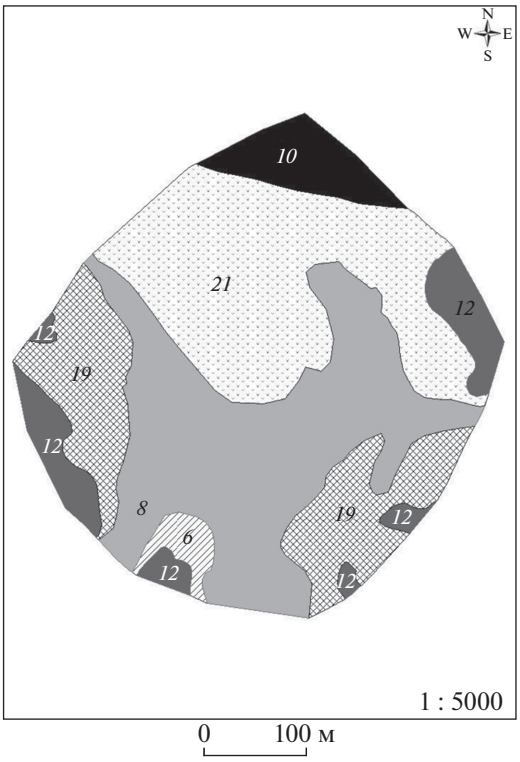
Более сложную структуру обнаруживает почвенный покров олиготрофных озерково-грядово-мочажинных комплексных болот. В комбинациях к описанным выше пятнистостям, занимающим гряды и мочажины, добавляются компоненты регрессивных озерков и “черных мочажин”. Почвы этих экотопов предлагается отнести к подтипу влажных регрессивных. Они резко выделяются среди олиготрофных торфяных почв мочажин по целому набор свойств. С одной стороны, в них прекращено или резко замедлено торфонакопление, что приводит к исчезновению горизонта сфагнового очеса и во многих случаях периодическому или постоянному затоплению (то есть превращению в озерки). С другой стороны, особенности состава и массы микробиоты их поверхностных пленок обусловливают увеличение скорости минерализации растительных остатков [10]. К тому же влажные регрессивные почвы в гораздо большей степени, чем остальные торфяные почвы бореальных болот, подвержены динамичным изменениям: появлению, расширению [38] и исчезновению при резком (в течение нескольких лет) переходе к торфонакоплению их ареалов [43]. В некоторых случаях мелкие вкрапления регрессивных почв наблюдаются и на рямовых болотах, приводя к формированию комплексов из торфяной олиготрофной маломощной фускум и олиготрофной торфяно-глеевой влажной регрессивной сфагновой.

На озерково-грядово-мочажинных болотах выделяются два класса почвенных комбинаций: пятнистости, состоящие из олиготрофных торфяных фускум и олиготрофных торфяных сфагновых мочажинных почв и комплексы этих почв с олиготрофными торфяными влажными регрессивными почвами (TOmd–TT) (*5*, *7*, *8*). Эти сложные структуры занимают 7.08% территории ключей, при этом по мощности торфяной толщи почвы, входящие в них, относятся как к маломощным, так и среднемощным видам. Комплексы на рямовых болотах получили меньшее распространение – доля их участия составляет 2.2%.

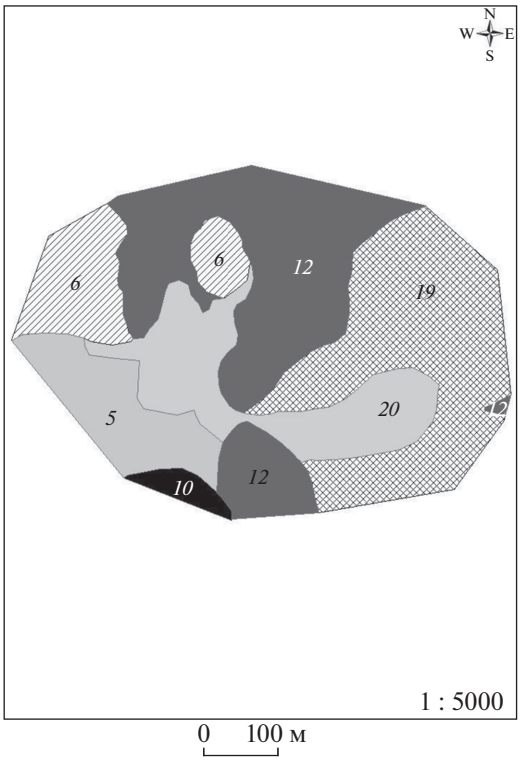
На исследованной территории большую роль в строении ландшафтов играют мерзлотные олиготрофные болота – плоскобугристые и крупнобугристые комплексные болота. Несмотря на то, что в болотоведческой литературе они часто рассмат-

Рис. 2. Примеры почвенных карт ключевых участков: *1* – комплекс торфяно-глеевой олиготрофной фускум, торфяной олиготрофной маломощной фускум и торфяной мезотрофной маломощной древесно-сфагновой; *2* – комплекс торфяной олиготрофной деструктивной (сухой регрессивной) маломощной и среднемощной сфагновой и торфяной олиготрофной среднемощнной и мощной сфагновой мочажинной; *3* – комплекс торфяной олиготрофной деструктивной (сухой регрессивной) остаточно-эвтрофной мощной сфагново-травяной и торфяной олиготрофной мощной сфагновой мочажинной; *4* – комплекс торфяной олиготрофной маломощной сфагновой и торфяной мезотрофной маломощной сфагновой; *5* – комплекс торфяной олиготрофной маломощной фускум и сфагновой мочажинной и торфяной олиготрофной влажной регрессивной маломощной сфагновой (озерки, “черные мочажины”); *6* – пятнистость торфяной олиготрофной маломощной фускум и торфяно-глеевой олиготрофной фускум; *7* – комплекс торфяной олиготрофной среднемощной фускум и сфагновой мочажинной и торфяной олиготрофной влажной регрессивной маломощной (озерки, “черные мочажины”); *8* – комплекс торфяной олиготрофной среднемощной фускум и сфагновой мочажинной и торфяной олиготрофной влажной регрессивной среднемощной (озерки, “черные мочажины”)); *9* – мозаика глеезема средне- и легкосуглинистого и подзола иллювиально-железистого (в том числе глееватого) карманистого и языковатого супесчаного на моренно-флювиогляциальных супесях и суглинках; *10* – озеро; *11* – перегнойно-торфяная мезотрофная маломощная древесно-травяная; *12* – подзолы иллювиально-железистые (в том числе глубинноглееватые) карманистые и языковатые мелкие супесчаные и песчаные на флювиогляциальных песках и супесях; *13* – сочетание подзолов иллювиально-железистых (в том числе глубинноглееватых) карманистых и языковатых мелких супесчаных и песчаных и торфяно-глеевой олиготрофной фускум; *14* – торфяная мезотрофная маломощная и среднемощная травяно-сфагновая; *15* – торфяная мезотрофная мощная сфагново-гипновая; *16* – торфяная мезотрофная среднемощная и мощная осоково-сфагновая; *17* – торфяная мезотрофная среднемощная пушицево-сфагновая; *18* – торфяная олиготрофная маломощная и среднемощная фускум и сфагновая мочажинная; *19* – торфяная олиготрофная маломощная фускум; *20* – торфяная олиготрофная маломощная фускум и сфагновая мочажинная; *21* – торфяная олиготрофная среднемощная фускум; *22* – торфяная мезотрофная мощная сфагновая.

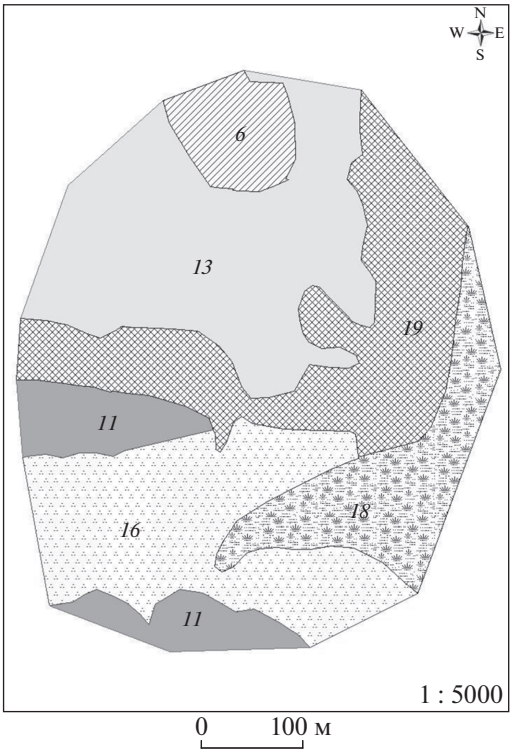
Микроключ 1



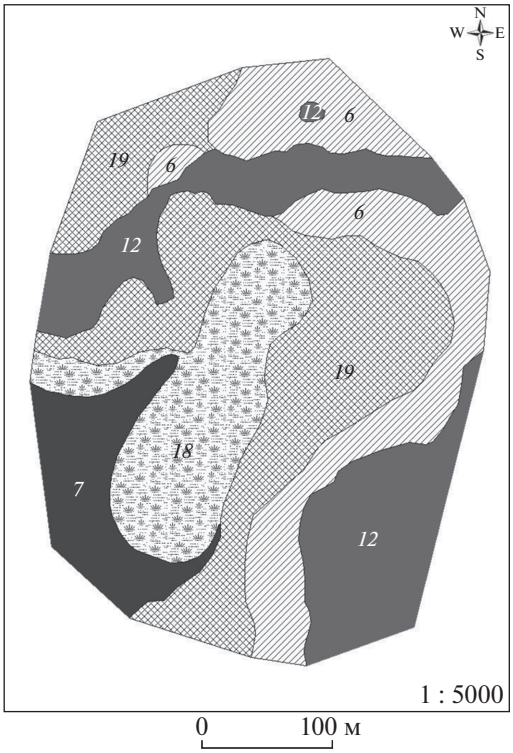
Микроключ 2



Микроключ 3



Микроключ 4



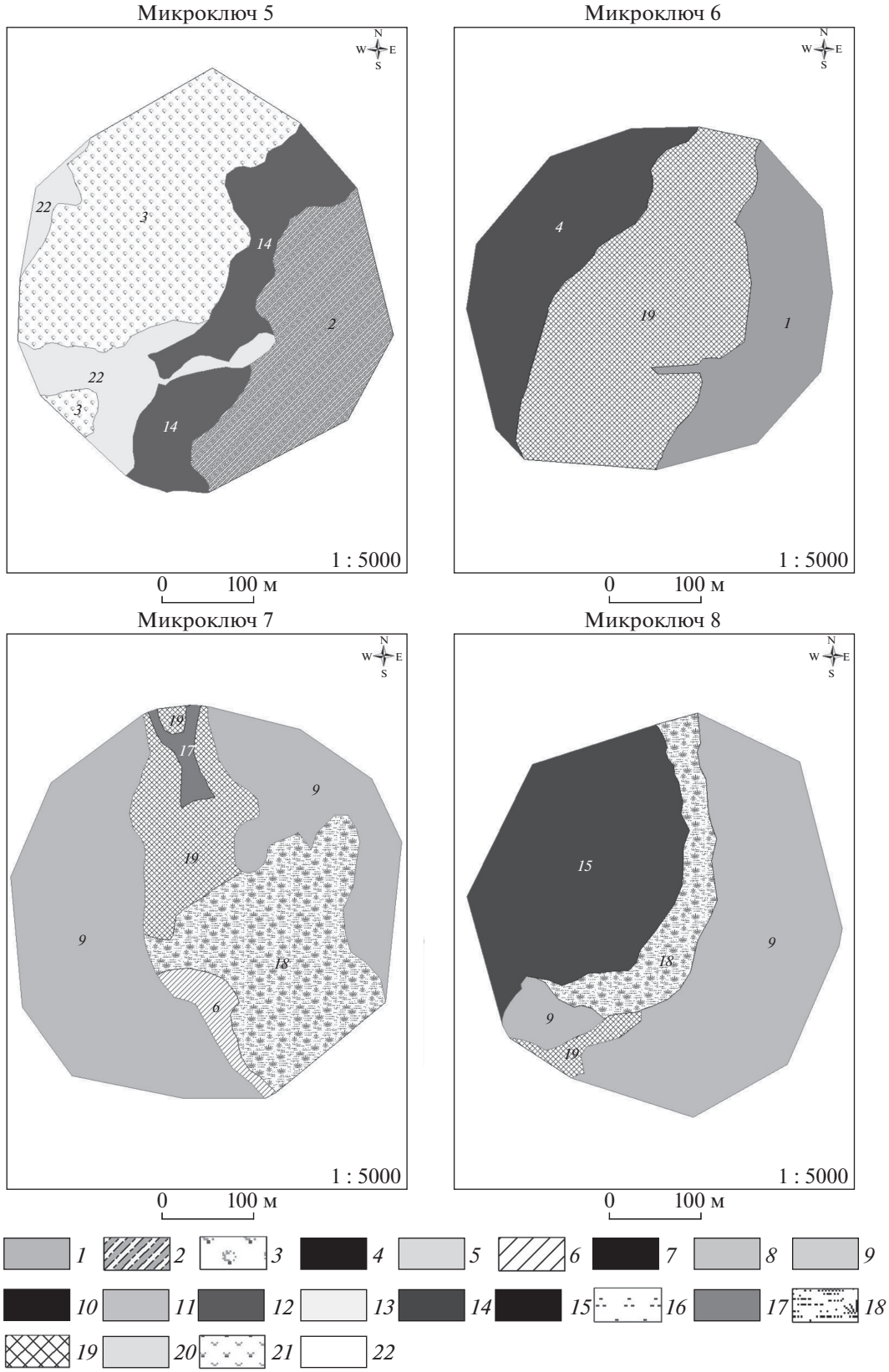


Рис. 2. Окончание

риваются в качестве гетеротрофных болот, в которых мерзлые олиготрофные бугры чередуются с мезотрофными мочажинами [23], залегающие в пределах обоих экотопов почвы по предложенным критериям диагностируются в бассейне Казыма как торфяные олиготрофные [3]. Соответственно для крупнобугристых болот выделен комплекс торфяной олиготрофной сухой регрессивной (деструктивной по Классификации 2004 г.) остаточно-эвтрофной мощной сфагново-травяной (TOmd,te-TT) и торфяной олиготрофной сфагновой мочажинной (*3*) почв. Второй из названных компонентов комплекса может диагностироваться и как мощный, и как среднемощный. Комплексы, приуроченные к крупнобугристым болотам, занимают 3.09% рассматриваемого района. На плоскобугристых болотах формируются комплексы торфяной олиготрофной сухой регрессивной и торфяной олиготрофной сфагновой мочажинной почв (*2*). Их доля в площади почвенного покрова заметно больше, чем доля крупнобугристых болот, и достигает 9.91%.

Переходя к описанию комплексов торфяных олиготрофных и мезотрофных почв, подчеркнем, что они приурочены почти исключительно к биогеоценозам аапа болот, основные ареалы распространения которых находятся в бореальном поясе Европы [22]. Аапа болота состоят из олиготрофных гряд и, как правило, мезотрофных мочажин, местами с включением регрессивных пятен (озерков). На почвенной карте РФ 1 : 2.5 млн [26] почвенные комбинации олиготрофных (верховых) и мезотрофных (переходных) торфяных почв показаны только в виде комплексов. По нашим данным, площади структур, состоящих из этих комплексов (*4*), не слишком велики и занимают 5.34% от изученной территории. Отличительной особенностью торфяников аапа болот, распространенных на заболоченных равнинах, является их малая мощность залежи – почти все почвы обособляются в рамках вида маломощных, а некоторая часть представлена торфяно-глеевым подтипом. Тем не менее, мощность аапа болот значительно увеличивается на относительно приподнятых частях Сибирских Увалов, где наблюдали отдельные профили среднемощных и даже мощных мезотрофных почв [3]. По-видимому, причина этого явления кроется в возрастающей в целом олиготрофности болот по мере перехода от склонов Сибирских Увалов к плоской равнине. Важно отметить, что по полевым фитоиндикационным наблюдениям часть мочажин в комплексах аапа болот занята олиготрофными почвами, что изменяет общую пропорцию двух типов почв в комплексах в пользу олиготрофных почв.

Основные площади торфяных мезотрофных почв приходятся на ЭПА, показанные на картах ключей отдельными контурами (*14–17*, *22*). Всего они занимают 8.53% исследованной территории, то есть около 10% от площади болот, что совпадает с данными о доле мезоэвтрофных болот в ХМАО-Югре и средне-таежной подзоне Западной Сибири [31, 35], однако этот показатель примерно в 2 раза больше, чем указывается для северотаежной подзоны [31]. Мезотрофные торфяные почвы обнаруживают большое педоразнообразие по ботаническому составу торфа, которое увеличивается за счет большей, чем у олиготрофных, изменчивости по степени разложения торфа, позволяющей выделить почвы двух видов: собственно торфяные и перегнойно-торфяные. Этому типу почв свойственна максимальная таксономическая вариабельность по мощности торфяной толщи: в легенде представлены разности торфяно-глеевых, маломощных, среднемощных и мощных почв. Большинство ареалов мезотрофных почв рассматриваемой территории приурочено к низким аллювиальным террасам, к пойменным ландшафтам с мезотрофными почвами относится только 0.52% от общей территории ключей.

Эвтрофные торфяные почвы представлены на участках единственным ЭПА перегнойно-торфяной маломощной травяно-осоковой почвы в пойме одного из притоков Казыма второго порядка. Его доля в составе почвенного покрова – 0.12%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПП заболоченной равнины северотаежной подзоны Западной Сибири (в бассейне р. Казым) отличается высокой неоднородностью, связанной, в первую очередь, со значительным педоразнообразием болотных ландшафтов. Почвенный покров изученных таежных участков, по сравнению с территорией центральных Сибирских Увалов, напротив, характеризуется меньшей неоднородностью. Предложенные ранее дополнения к систематике торфяных почв позволили выделить в составе почвенного покрова мезотрофные торфяные почвы, олиготрофные влажные регрессивные (почвы “черных мочажин” и озерков), расширенный спектр видов по ботаническому составу торфяного горизонта. В легенде к 34 картам почвенных ключей в масштабе 1 : 5000, охватывающих площадь 595.86 га, выделено 33 единицы почвенного картографирования, из которых 30 относятся к болотам. Среди единиц картографирования были выделены ЭПА, а также почвенные комбинации, включающие сочетания, комплексы, пятнистости и мозаики.

Выделение в ландшафтах олиготрофных болот пятнистостей по ботаническому составу торфа и комплексов с участием влажных регрессивных торфяных почв в настоящее время приобретает большое значение, поскольку компоненты, входящие в эти комбинации, резко различаются по скорости минерализации органического вещества и, соответственно, по целому ряду свойств

торфа. Свою лепту в неоднородность почвенного покрова вносят ареалы мезотрофных почв, характеризующиеся широким спектром таксонов на видовом уровне не только по ботаническому составу торфа, но и по мощности торфяной толщи и степени разложения торфа. По доле торфяных мезотрофных почв в составе почвенного покрова болот изученная равнинная территория в бассейне р. Казым близка к среднетаежной подзоне Западной Сибири.

Площади контуров, занятых комплексами торфяных олиготрофных и мезотрофных почв на аапа болотах (5.34%), не подтверждают их широкого распространения, на которое указывает почвенная карта РФ в масштабе 1 : 2.5 млн. Возможно, это объясняется существовавшим во время составления обзорной карты (1980-е гг.) пониманием мезотрофного типа как очень таксономически близкого к олиготрофному типу.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена частично в рамках государственных заданий Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (№ 121040800147-0 и 121041300098-7), частично по гранту РФФИ (№ 19-05-50063/20), частично в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветов Н.А., Аветян С.А., Дорофеева Е.И., Трофимов С.Я.* Автоморфные таежные почвы Среднеобской низменности // Почвоведение 2012. № 7. С. 728–734.
2. *Аветов Н.А., Кузнецов О.Л., Шишконакова Е.А.* Опыт использования классификации и диагностики почв России в систематике торфяных почв биогеоценозов верховых болот северотаежной подзоны Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17: почвоведение. 2019. № 4. С. 37–47.
3. *Аветов Н.А., Кузнецов О.Л., Шишконакова Е.А.* Почвы олиго-мезотрофных и мезотрофных болот бореального пояса Западной Сибири: возможности геоботанической диагностики в рамках типа торфяных мезотрофных почв // Почвоведение. 2021. № 5. С. 568–581. https://doi.org/10.31857/S0032180X21030023
4. *Аветов Н.А., Трофимов С.Я.* Особенности почвообразования и структура почвенного покрова бассейна реки Большой Салым // Почвоведение. 2000. № 5. С. 540–547.
5. *Аветов Н.А., Шишконакова Е.А.* Некоторые аспекты систематики и диагностики торфяных почв бореальных болот // Почвоведение. 2019. № 8. С. 901–909.
6. *Валеева Э.И., Московченко Д.В., Арефьев С.П.* Природный комплекс парка “Нумто”. Новосибирск: Наука, 2008. 280 с.
7. *Втюрин Г.* О структуре почвенного покрова таежной зоны // Вестник ИБ Коми НЦ УрО РАН. 2007. № 9. С. 2–9.
8. *Гаджиев И.М., Курачев В.М., Шоба В.И. и др.* Генезис, эволюция и география почв Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. 224 с.
9. *Головацкая Е.А. Никонова Л.Г.* Влияние уровня болотных вод на процессы трансформации сфагновых мхов в торфяной почве олиготрофных болот // Почвоведение. 2017. № 5. С. 606–613.
10. *Головченко А.В., Семенова Т.А., Анисимова О.В. и др.* Структура микробных сообществ почв немерзлотного регрессивного болота // Почвоведение. 2020. № 5. С. 616–626.
11. *Горячкин С.В.* Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
12. *Грибов С.И., Гаськов С.И., Опрышко Н.Ф.* Структуры почвенного покрова земельных угодий Ханты-Мансийского автономного округа // Вестник Алтайского гос. аграрного ун-та. 2004. № 4. С. 36–40.
13. *Дюкарев А.Г.* Ландшафтно-динамические аспекты таежного почвообразования в Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2005. 284 с.
14. *Зиновьева О.А.* Структура почвенного покрова: история и методология исследования // Вестник Тюменского гос. ун-та. Науки о Земле. 2011, № 4. С. 45–50.
15. *Инишева Л.И.* Торфяные почвы: их генезис и классификация // Почвоведение. 2006. № 7. С. 781–794.
16. *Караваева Н.А.* Заболачивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982. 296 с.
17. *Караваева Н.А.* Почвы тайги Западной Сибири. М.: Наука, 1973. 167 с.
18. *Караваева Н.А., Соколова Т.А.* Криометаморфический автоморфный глеезем тайги Западной Сибири: химико-минералогические свойства, экология, генезис // Почвоведение. 2014. № 8. С. 899–910.
19. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
20. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
21. *Козловский Ф.И.* Пути и перспективы дальнейшего развития концепции структуры почвенного покрова // Почвоведение. 1992. № 4. С. 3–14.
22. *Кузнецов О.Л.* Структура и динамика аапа болот Северной Карелии // Ботанический журн. 1982. №10. С. 1394–1400.
23. *Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др.* Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула: Гриф и К, 2001. 584 с.
24. *Мерзлякова О.Э., Свинцова Н.С.* Использование ландшафтно-индикационных связей при изуче-

нии структуры почвенного покрова на примере юго-западной части академгородка г. Томска // Вестник Томского гос. ун-та. Биология. 2011. № 3. С. 50–55.

25. *Никитин Е.Д.* Закономерности таежно-лесного почвообразования (в регионах с различной историей развития). Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 1985. 26 с.
26. Почвенная карта РСФСР. М 1 : 2500000 / Под. ред. В.М. Фридланда. М.: ГУГК, 1988. 16 л.
27. *Романова Т.А., Черевань А.Н., Андреева В.Л.* Теоретические основы и практическая значимость исследований структуры почвенного покрова // Почвоведение. 2011. № 3. С. 300–310.
28. *Смоленцев Б.А.* Структура почвенного покрова Сибирских Увалов (северотаежная подзона Западной Сибири). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 118 с.
29. *Смоленцев Б.А., Смоленцева Е.Н.* Состав и структура почвенного покрова территорий гумидного сектора Кузнецкого Алатау // Почвы в биосфере. Сб. мат-лов Всерос. науч. конф., посвящ. 50-летию Ин-та почвоведения и агрохимии СО РАН. Томск: Изд-во ТГУ, 2018. С. 111–115.
30. *Сорокина Н.П.* Структура почвенного покрова пахотных земель: типизация, картографирование, агроэкологическая оценка. Автореф. дис. ... докт. с.-х. наук. М., 2003. 49 с.
31. *Терентьева И.Е., Филиппов И.В., Сабреков А.Ф. и др.* Картографирование таежных болот Западной Сибири на основе дистанционной информации // Известия РАН. Сер. геогр. 2020. Т. 84. № 6. С. 920–930.
32. *Тигеев А.А.* Особенности почвенного покрова бассейна реки Хыльмигъяха (Надым-Пуровское междуречье) // Вестник Тюменского гос. ун-та. Науки о Земле. 2014. № 4. С. 39–48.
33. *Тонконогов В.Д.* Пространственно-временные генетические ряды горизонтов и профилей почв Русской и Западно-Сибирской равнины // Почвоведение. 2008. № 6. С. 645–654.
34. *Шалатонов Е.Н.* Кустарничково-мохово-лишайниковые болота природного парка “Нумто” // Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения. 2005. № 5. С. 144–147.
35. *Шишконакова Е.А., Аветов Н.А., Ананко Т.В., Герасимова М.И., Савицкая Н.В.* Болотные торфяные почвы таежной и подтаежной зон Западной Сибири на цифровой модели почвенной карты России масштаба 1 : 2500000 в формате классификации почв России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 104. С. 104–223. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-104-223-240
36. *Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. 423 с.
37. *Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984. 235 с.
38. *Belyea L.R., Lancaster J.* Inferring landscape dynamics of bog pools from scaling relationship and spatial patterns // J. Ecology. 2002. V. 90. P. 223–234.
39. *Blume H-P., Starr K.* Grudsätze der Bodenvergesellschaftung // Lehrbuch der Bodenkunde. Heidelberg: Spektrum, 2002. S. 532–535.
40. *Borden R.W., Baillie I.C., Hallet S.H.* The East African contribution to the formalisation of the soil catena concept // Catena. 2020. V. 185. 104291. https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104291
41. *Gerasimova M.I., Golovleva I.A., Konyushkova M.V., Sorokin A.S., Krasilnikov P.V.* Assessment of soil diversity using maps with different scales in Eastern Fennoscandia, Russia // Geoderma Regional. 2020. V. 21. P. e00274. https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00274
42. *Golovleva I., Krasilnikov P., Korkina E., Konyushkov D.* Genesis and diversity of loamy soils in Middle Taiga Zone of Siberia // Abstracts. 21st World Congress of Soil Science. Rio de Janeiro, 2018. ID 6187–1625.
43. *Karofeld E., Rivis R., Tõnisson H., Vellak K.* Rapid changes in plant assemblages on mud-bottom hollows in raised bog: a sixteen-year study // Mires and Peat. 2015. V. 16. № 11. P. 1–13.
44. *Mäkilä M., Säävuori H., Grundström A., Suomi T.* Sphagnum decay patterns and bog microtopography in south-eastern Finland // Mires and Peat. 2018. V. 21. № 13. P. 1–12.
45. *Miller B.A., Schaetzl R.J.* History of soil geography in the context of scale // Geoderma. 2016. V. 264. P. 284–300. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.041
46. *Vincent S., Lamercier B., Berthier L., Walter C.* Spatial disaggregation of complex soil map units at the regional scale based on soil-landscape relationships // Geoderma. 2018. V. 311. P. 130–142. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.06.006

Soil Cover Pattern of the Mire Plain of the North Taiga Subzone in West Siberia (Kazym River Basin)

N. A. Avetov[1, *], E. A. Shishkonakova[2], R. R. Kinzhaev[1], and A. V. Arzamazova[1]

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

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

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

The soil cover of mire plains is traditionally considered as fairly homogeneous, which is largely due to the difficulties of the systematics of peat soils in the modern Russian classification. This article aims to analyze some characteristics of the soil cover patterns (SCP) (soil cover composition, distribution of its components by classes of combinations and their association with mire biogeocenoses) of the north taiga mire plain lying to the north of the Siberian Uvaly (in the basin of the Kazym River, Khanty-Mansi Autonomous Okrug-Yugra),

showing the heterogeneity of the soil cover, taking into account the proposals made to improve the systematics of peat soils. Soil maps of 34 key sites were compiled on a scale of 1 : 5000 with a total area of 595.86 ha. 33 units of soil mapping were given in the map legend, 30 of which belonging to peat soils. Taiga soils are represented on the maps of key sites by areas of illuvial-ferric podzols and mosaics of gleysem and podzol. The general pedodiversity is provided by mire landscapes. The SCP of oligotrophic ridge-hollow bogs is formed due to the spots of various types of peat oligotrophic soils in terms of the thickness and botanical composition of peat. Complexes on pool-ridge-hollow bogs include patches of oligotrophic peat soils and elementary soil areas (ESA) of oligotrophic peat wet regressive soils. The importance of distinguishing the components included in these soil combinations is related to the differentiated rate of mineralization of organic matter in them. The main areas of peat mesotrophic soils fall on the ESAs shown on the maps of the keys in the form of separate polygons. Mesotrophic peat soils cause more than oligotrophic diversity in the botanical composition of peat, the degree of decomposition of peat, and the thickness of the peat layer. At the same time, the widespread distribution of complexes of oligotrophic and mesotrophic soils that occupy aapa mires suggesting in the 1980s is not confirmed (the share in the soil cover is 5.34%).

Keywords: mires, soil mapping, pedodiversity, Histosols

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 219–227

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

СОДЕРЖАНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ ЦЕНТРАЛЬНО-ЛЕСНОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО ПРИРОДНОГО БИОСФЕРНОГО ЗАПОВЕДНИКА

© 2022 г. С. А. Антонова[a], Д. В. Ладонин[a], *

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

*e-mail: ladonin@inbox.ru

Поступила в редакцию 27.05.2021 г.
После доработки 15.09.2021 г.
Принята к публикации 17.09.2021 г.

Изучено валовое содержание, а также содержание оксалаторастворимой фракции редкоземельных элементов (РЗЭ) в четырех профилях типичных почв Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника – палево-подзолистой, торфянисто-подзолистой глеевой конкреционной, серо-гумусовой глееватой почвы и агро-дерновой типичной. Содержание РЗЭ нормировано по универсальному стандарту – глине Русской платформы, вычислены величины цериевых и европиевых аномалий. В исследованных почвах помимо исходного перераспределения РЗЭ в процессе образования пород, происходит дополнительное геохимическое фракционирование РЗЭ в почвенном профиле, выраженное в обеднении почвенных горизонтов тяжелыми лантаноидами и европием. В элювиальных горизонтах максимально проявление отрицательной аномалии европия, в то время как в органогенных горизонтах аномалия проявляется слабее или отсутствует. В связи с тем, что РЗЭ являются сидерофильными элементами, дополнительно было изучено их содержание в вытяжке Тамма. Оксалаторастворимые соединения РЗЭ активно участвуют в перераспределении тяжелых лантаноидов и церия в исследованных почвах, а также обусловливают развитие положительной цериевой аномалии в некоторых горизонтах.

Ключевые слова: Ce аномалии, Eu аномалии, геохимическое фракционирование

DOI: 10.31857/S0032180X22020034

ВВЕДЕНИЕ

Редкоземельные элементы (**РЗЭ**) – группа элементов, которая включает в себя скандий, иттрий, лантан и лантаноиды (Ln). Один из методов определения уровня антропогенной нагрузки почв – сравнение с фоновыми значениями, полученными для ненарушенных почв. Известны данные о содержании РЗЭ в шведских Haplic Podzol [13, 24], в почвах Германии [17, 18], Китая [11]. К сожалению, литературных данных о содержании РЗЭ в почвах южной тайги недостаточно. Мало сведений о содержании отдельных фракций РЗЭ, которые позволят оценить вклад определенных компонентов почвы в закреплении РЗЭ.

Многие исследователи отмечали, что поведение РЗЭ в почвах зависит от содержания в них оксидов железа, марганца и алюминия [9], которые признаны одними из важнейших фаз-носителей РЗЭ [1, 7], влияющих на процесс их фракционирования в почвах. Доказана поверхностная сорбция РЗЭ несиликатными формами железа и марганца [8, 10]. Тем не менее механизмы фракционирования РЗЭ в почвах до сих пор недостаточно изучены.

В настоящей работе изучено распределение валовых содержаний РЗЭ по профилям четырех ненарушенных почв Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника (ЦЛГПБЗ), а также распределение оксалаторастворимых форм РЗЭ, связанных с несиликатными соединениями железа и марганца.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования служили образцы основных горизонтов из четырех разрезов почв, отобранные период с 2008 по 2019 гг. на территории ЦЛГПБЗ. Территория заповедника находится в подзоне южной тайги. Климат умеренно континентальный, коэффициент увлажнения >1, почвы испытывают периодическое переувлажнение.

Почвы из разрезов 3-2019, 2-2008, 4-2017 сформированы на двучленных отложениях (легкосуглинистый покровный суглинок, подстилаемый тяжелосуглинистой мореной). В разрезе 3-2019

диагностированы горизонты: O(L–F–H)–AEL–ELf–IIBD, почва палево-подзолистая [5] или Dystric Albic Retisol по WRB (2014) [26]. Разрез 2-2008 включал горизонты: T1–T2–H–ELhi,g–EL–ELnn,g–IIBDG, почва торфяно-подзолисто-глеевая конкреционная или Albic Gleyic Folic Retisol (Raptic). Отметим обилие в горизонте ELnn,g буровато-охристых железо-марганцевых конкреций диаметром от 1 до 5 мм. В разрезе 4-2017 был вскрыта агродерново-подзолистая типичная почва (Albic Retisol (Aric, Raptic) по WRB), горизонты AYg–P–EL–BEL–IIBD. Разрез 1-2019 серо-гумусовой глееватой почвы (по WRB: Gleyic Umbrisols) содержал горизонты O–AY–AYB–BMg.

Определяли следующие показатели: pH_{H_2O} и содержание органического углерода для минеральных горизонтов. Химические анализы выполняли в соответствии с [2]. Для извлечения фракции РЗЭ, связанных с оксалаторастворимыми формами железа и марганца, использовали раствор Тамма ($H_2C_2O_4 \cdot 2H_2O$ и $(NH_4)_2C_2O_4 \cdot H_2O$ с pH 3.3). Содержание РЗЭ в полученных вытяжках определяли методом ИСП-МС на приборе Agilent 7500a ICP-MS. РЗЭ извлекали из почв “царской водкой” в микроволновой печи Ethos One фирмы Milestone [4]. Концентрацию РЗЭ в полученных растворах определяли методом ИПС-МС на приборе Agilent 7500a ICP-MS. Определение валового содержания РЗЭ проводили в трехкратной повторности.

Все полученные результаты статистически обрабатывали в программе MS Excel.

Для исследования влияния процессов педогенеза на профильное распределение веществ традиционно используется процедура нормирования – содержание вещества в данном горизонте делится на его содержание в почвообразующей породе. В настоящей работе из-за отсутствия данных по содержанию РЗЭ в почвообразующей породе и двучленного строения профиля почв использовали подход, принятый в геохимии редкоземельных элементов – валовые содержания РЗЭ в почвах и содержание форм РЗЭ, связанных с оксалаторастворимыми формами железа и марганца, нормировали по глине Русской платформы (**ГРП**) [4]. Этот принцип не учитывает влияния неоднородности почвообразующих пород, но позволяет выявить специфические закономерности поведения разных элементов относительно универсального стандарта (ГРП), содержание РЗЭ в котором не вызывает сомнений.

Для некоторых природных объектов, в том числе почв, наблюдаются аномалии в распределении нормированных РЗЭ, которые видны на элементных спектрах в виде положительных или отрицательных пиков. В почвенных условиях из всех РЗЭ аномалии наиболее характерны для европия и церия, так как эти элементы способны изменять свою степень окисления в зависимости от величин pH и Eh. Величины аномалий принято рассчитывать по эмпирическим формулам, которые основываются на различиях между нормированным содержанием соседних элементов [8].

Цериевые и европиевые аномалии Ce_{an} и Eu_{an} рассчитывали по формулам:

$$Ce_{an} = \frac{3Ce_{norm}}{(2La_{norm} + Nd_{norm})},$$

$$Eu_{an} = \frac{3Eu_{norm}}{\sqrt{(Sm_{norm}\ Gd_{norm})}}\ [18],$$

где Ce_{norm}, La_{norm}, Nd_{norm}, Eu_{norm}, Sm_{norm}, Gd_{norm} – нормированное содержание церия, лантана, неодима европия, самария и гадолиния соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Во всех исследуемых почвах величина pH_{H_2O} в минеральных горизонтах увеличивается по профилю сверху вниз (табл. 1).

Содержание органического углерода в минеральных горизонтах подзолистой, агродерново-подзолистой, серо-гумусовой почвах уменьшается сверху вниз по профилю. Распределение органического углерода в торфяно-подзолисто-глеевой подчиняется более сложной закономерности: уменьшается от горизонта ELhi,g к ELnn,g и увеличивается в IIBDG.

Содержание оксалаторастворимых форм РЗЭ в почвах. В торфяно-подзолисто-глеевой почве (табл. 2) содержание соединений лантана, иттрия и лантаноидов, связанных с оксалаторастворимыми формами железа и марганца, уменьшается в ряду горизонтов: IIBDG > ELnn,g > ELhi,g > EL > > H > T2 > T1. Для скандия распределение по горизонтам иное: ELnn,g > ELhi,g > IIBDG > H > T2 > > EL > T1. В подзолистой почве содержание соединений лантана и лантаноидов данной фракции увеличивается в ряду горизонтов: L < F < EL < < AEL < H < IIBD, соединений иттрия – L < AEL < < F < EL < H < IIBD, соединений скандия – L < < EL < F < AEL < H < IIBD. Содержание данных форм РЗЭ (для всех элементов кроме скандия) в серо-гумусовой и агродерново-подзолистой почвах увеличивается по профилю сверху вниз.

Для того, чтобы выявить особенности поведения оксалаторастворимых форм отдельных РЗЭ, их содержание нормировали по содержанию РЗЭ в ГРП. Нормированные по ГРП [4] графики распределений РЗЭ в данной фракции представлены на рис. 1. На графике для торфяно-подзолисто-глеевой почвы видно относительное обогащение горизонтов ELnn,g и IIBDG соединениями некоторых РЗЭ (особенно церием в обоих горизонтах, европием в горизонте ELnn,g и элементами из диапазона Gd–Ho в горизонте IIBDG. Данную

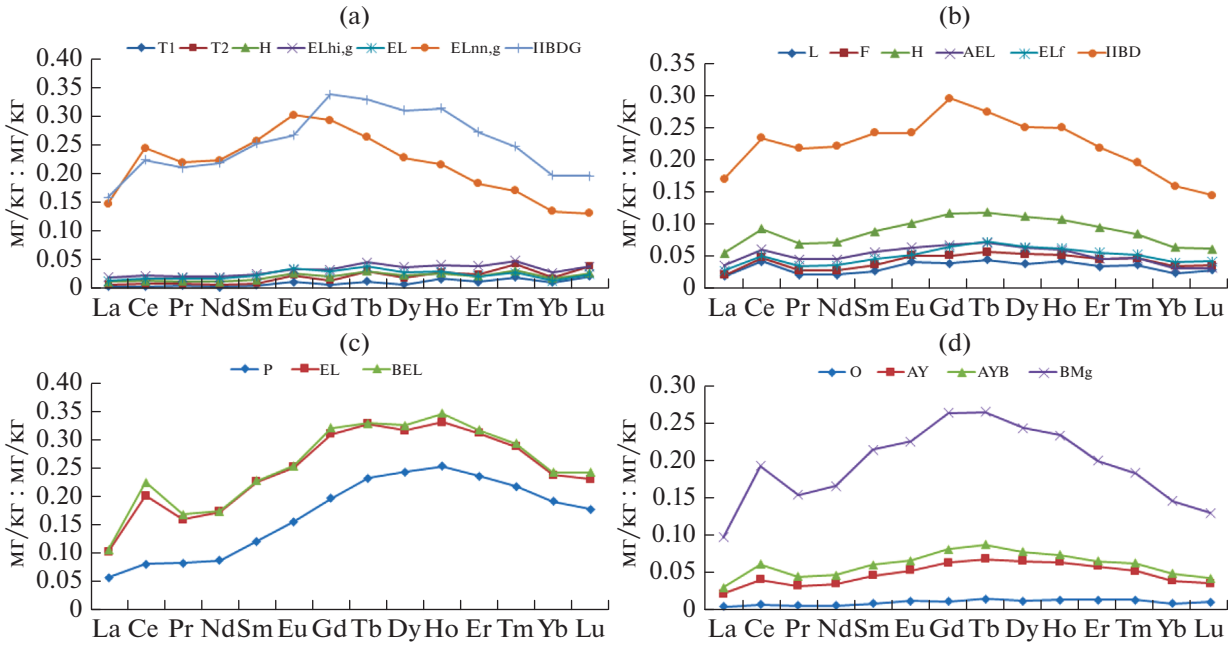


Рис. 1. Содержание оксалаторастворимых форм РЗЭ в почвах ЦЛГПБЗ, нормированное по глине Русской платформы [4]: торфяно-подзолисто-глеевой (a), подзолистой (b), агродерново-подзолистой (c), серо-гумусовой (d).

Таблица 1. Значения цериевых и европиевых аномалий, величины pH, содержание органического углерода и оксалаторастворимых форм железа и марганца в почвах

Горизонт	Mn, мг/кг	Fe, мг/кг	pH	$C_{орг}$, %	Ce_{an}	Eu_{an}
Торфяно-подзолисто-глеевая почва						
T1	607.20	222.20	4.35	–	1.01	0.99
T2	25.98	2918.00	3.80	–	0.99	1.01
H	18.69	2510.00	4.12	–	0.99	0.88
ELhi,g	18.00	1808.20	3.46	4.65	1.00	0.77
EL	14.31	326.80	4.23	0.81	1.01	0.61
ELnn,g	266.40	2430.00	6.70	0.09	1.07	0.73
IIBDG	238.20	922.60	6.52	0.54	1.00	0.85
Подзолистая почва						
O(L)	5484.00	529.60	5.92	–	1.11	1.13
O(F)	2906.00	1587.60	5.73	–	1.18	0.95
O(H)	1655.60	8194.00	5.60	–	1.10	0.79
AEL	632.60	4978.00	4.24	2.82	1.02	0.66
ELf	459.60	3022.00	4.68	0.28	1.02	0.64
IIBD	266.20	3588.00	4.96	0.07	1.06	0.86
Серо-гумусовая почва						
O	508.20	732.00	6.01	–	0.99	0.79
AY	578.60	6840.00	4.53	3.01	1.04	0.67
AYB	326.20	7040.00	4.52	1.92	1.06	0.67
BMg	549.60	16950.00	5.41	1.47	1.12	0.74
Агродерново-подзолистая почва						
P	456	5510	5.65	4.69	1.00	0.79
EL	855.2	7620	6.2	0.3	1.06	0.74
BEL	682.8	4066	6.33	0.3	1.06	0.73

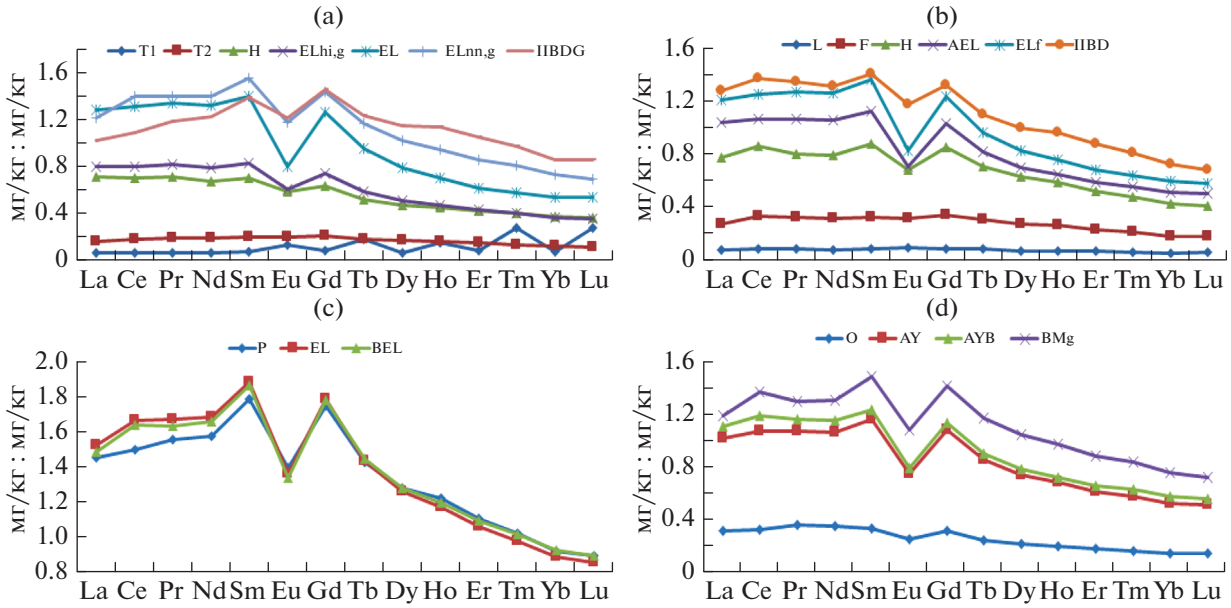


Рис. 2. Валовое содержание РЗЭ в почвах ЦЛГПБЗ, нормированное по глине Русской платформы [4]: торфяно-подзолисто-глеевой (a), подзолистой (b), агродерново-подзолистой (c), серо-гумусовой (d).

Таблица 2. Содержание оксалаторастворимой фракции РЗЭ в почвах, мг/кг

Горизонт	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Торфяно-подзолисто-глеевая почва																
T1	0.18	0.09	0.10	0.19	0.04	0.07	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01
T2	0.75	0.44	0.24	0.58	0.06	0.19	0.05	0.03	0.07	0.02	0.09	0.03	0.07	0.02	0.05	0.02
H	1.04	0.49	0.41	0.95	0.10	0.36	0.09	0.03	0.11	0.02	0.11	0.03	0.06	0.01	0.05	0.01
ELhi,g	1.33	0.79	0.71	1.60	0.17	0.64	0.15	0.04	0.17	0.04	0.18	0.04	0.11	0.02	0.07	0.02
EL	0.55	0.45	0.48	1.22	0.15	0.55	0.14	0.04	0.15	0.03	0.13	0.03	0.06	0.01	0.04	0.01
ELnn,g	1.39	4.69	5.51	18.26	1.88	7.17	1.60	0.39	1.53	0.21	1.11	0.21	0.51	0.07	0.37	0.05
IIBDG	1.21	8.42	5.94	16.71	1.81	7.04	1.57	0.35	1.76	0.26	1.51	0.30	0.76	0.10	0.54	0.08
Подзолистая почва																
O(L)	0.53	1.06	0.73	3.20	0.19	0.72	0.17	0.05	0.21	0.04	0.19	0.04	0.10	0.02	0.07	0.01
O(F)	0.75	1.26	0.79	3.63	0.24	0.92	0.23	0.07	0.27	0.05	0.26	0.05	0.13	0.02	0.10	0.01
O(H)	1.92	2.44	2.10	7.00	0.60	2.34	0.55	0.13	0.61	0.09	0.55	0.10	0.27	0.04	0.18	0.03
AEL	0.91	1.24	1.37	4.57	0.40	1.50	0.36	0.08	0.36	0.06	0.31	0.06	0.13	0.02	0.09	0.01
ELf	0.69	1.34	1.07	3.85	0.31	1.18	0.29	0.07	0.34	0.06	0.32	0.06	0.16	0.02	0.11	0.02
IIBD	2.27	6.52	6.42	17.57	1.88	7.15	1.51	0.32	1.55	0.22	1.23	0.24	0.61	0.08	0.44	0.06
Серо-гумусовая почва																
O	0.26	0.31	0.18	0.56	0.05	0.20	0.05	0.02	0.06	0.01	0.06	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00
AY	1.68	1.48	0.82	3.05	0.28	1.13	0.29	0.07	0.33	0.05	0.32	0.06	0.16	0.02	0.11	0.01
AYB	0.80	1.62	1.15	4.59	0.39	1.52	0.38	0.09	0.43	0.07	0.38	0.07	0.18	0.03	0.13	0.02
BMg	2.09	5.08	3.67	14.47	1.33	5.36	1.33	0.29	1.38	0.21	1.19	0.22	0.56	0.08	0.40	0.05
Агродерново-подзолистая почва																
P	2.56	6.8	2.21	6.21	0.72	2.88	0.76	0.2	1.03	0.18	1.19	0.24	0.66	0.09	0.53	0.07
EL	2.17	8.7	3.91	15.15	1.39	5.63	1.41	0.33	1.62	0.26	1.55	0.32	0.87	0.12	0.65	0.09
BEL	2.13	9.0	4.04	16.91	1.46	5.65	1.42	0.33	1.67	0.26	1.59	0.33	0.89	0.12	0.67	0.1

Таблица 3. Валовое содержание РЗЭ в изучаемых почвах, мг/кг (среднее по трем повторностям)

Горизонт	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Торфяно-подзолисто-глеевая почва																
T1	1.97	1.24	2.34	4.78	0.57	1.88	0.43	0.17	0.41	0.14	0.32	0.14	0.22	0.11	0.20	0.11
T2	2.50	3.83	6.13	13.00	1.65	6.13	1.22	0.26	1.06	0.14	0.82	0.16	0.41	0.06	0.32	0.05
H	8.14	9.62	26.68	52.45	6.06	21.64	4.35	0.76	3.30	0.41	2.30	0.44	1.18	0.17	1.02	0.15
ELhi,g	6.81	10.06	29.80	59.67	6.98	25.31	5.10	0.78	3.83	0.46	2.47	0.45	1.20	0.17	1.00	0.15
EL	5.06	14.58	48.01	97.67	11.54	42.60	8.67	1.04	6.58	0.75	3.82	0.67	1.71	0.24	1.46	0.22
ELnn,g	8.19	19.15	45.47	104.56	11.99	45.04	9.63	1.52	7.47	0.92	4.98	0.91	2.38	0.33	1.99	0.28
IIBDG	7.79	25.52	38.34	81.19	10.21	39.20	8.61	1.58	7.59	0.97	5.59	1.09	2.91	0.40	2.33	0.35
Подзолистая почва																
	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
L	0.69	1.58	2.70	5.96	0.64	2.32	0.45	0.11	0.42	0.06	0.31	0.06	0.16	0.02	0.12	0.02
F	1.93	5.67	9.83	24.59	2.70	10.01	1.98	0.40	1.76	0.23	1.30	0.24	0.62	0.08	0.47	0.07
H	5.40	12.04	28.88	63.99	6.85	25.43	5.40	0.88	4.39	0.56	3.05	0.56	1.42	0.19	1.15	0.17
AEL	5.29	13.54	38.85	79.04	9.14	33.78	6.93	0.91	5.33	0.64	3.39	0.62	1.61	0.22	1.38	0.20
ELf	5.27	15.96	45.35	93.51	10.89	40.36	8.40	1.07	6.42	0.76	4.00	0.72	1.88	0.26	1.60	0.24
IIBD	9.59	21.23	47.79	102.38	11.57	42.22	8.67	1.52	6.88	0.87	4.86	0.92	2.43	0.33	1.95	0.28
Серо-гумусовая почва																
O	1.47	4.60	11.87	24.43	3.07	11.39	2.09	0.33	1.63	0.20	1.05	0.19	0.49	0.07	0.40	0.06
AY	5.06	14.33	38.32	80.44	9.26	34.47	7.23	0.97	5.67	0.68	3.63	0.66	1.70	0.24	1.44	0.21
AYB	5.46	15.11	41.54	89.10	10.00	37.15	7.70	1.03	5.94	0.71	3.84	0.70	1.83	0.26	1.58	0.23
BMg	7.21	19.87	44.66	103.11	11.23	42.32	9.27	1.41	7.42	0.93	5.10	0.94	2.47	0.34	2.07	0.30
Агродерново-подзолистая почва																
P	9.22	26.85	54.42	112.01	13.36	50.65	11.07	1.81	9.10	1.12	6.22	1.17	3.06	0.42	2.50	0.36
EL	7.55	24.78	57.12	124.73	14.39	54.29	11.70	1.77	9.33	1.13	6.12	1.12	2.93	0.40	2.40	0.35
BEL	7.24	25.32	55.74	122.77	14.05	53.41	11.58	1.74	9.27	1.14	6.22	1.15	3.02	0.41	2.51	0.36
Глина Русской платформы [4]																
–	–	–	37.5	74.8	8.6	32.2	6.2	1.3	5.21	0.79	4.88	0.96	2.78	0.41	2.73	0.41
Почвы Восточно-Европейской равнины [13]																
–	–	–	27–	53–	6.7–	25–	6.4–	0.8–	4.2–	0.7–	3–	0.7–	0.8–	0.7–	0.8–	0.7–
–	5.53	14.22	33.65	71.88	8.30	30.95	6.51	1.00	5.18	0.64	3.46	0.64	1.68	0.23	1.39	0.20

тенденцию можно объяснить как сменой почвообразующей породы, так и бóльшим содержанием несиликатных форм марганца в данных горизонтах. Известно, что соединения марганца могут сорбировать на своей поверхности церий [7]. Отметим, что горизонт ELnn,g обогащен европием, в то время как в IIBDG заметна отрицательная европиевая аномалия.

В подзолистой почве график нормированного содержания данной фракции имеет характерные особенности: среди всех легких лантаноидов (La–Sm) [8] церий имеет наибольшие значения во всех горизонтах, а европий, среди средних, в горизонтах O(L), O(F), что свидетельствует о проявлении положительной цериевой и положительной европиевой аномалий. Это может быть связано с проявлением этими элементами переменной степени окисления в условиях периодического переувлажнения.

Формы кривых на нормированных графиках для серо-гумусовой почвы указывают, что все горизонты обогащены средними и тяжелыми (кроме Yb и Lu) лантаноидами данной фракции. Присутствует положительная цериевая аномалия во всех горизонтах, и есть небольшая положительная европиевая в горизонте O, а в горизонтах AYB и BMg заметна небольшая отрицательная аномалия европия.

На нормированных графиках для агродерново-подзолистой почвы заметно, что все горизонты также обогащены средними и тяжелыми лантаноидами данной фракции. Присутствует положительная цериевая аномалия во всех исследованных горизонтах.

В торфяно-подзолисто-глеевой почве наибольшие значения цериевых аномалий характерны для горизонтов ELnn,g, IIBDG, T2. В них нормированные содержания церия максимально отличаются от соседних лантаноидов в большую сторону. Эту особенность можно объяснить большим содержанием оксалаторастворимых форм марганца в горизонтах ELnn,g, IIBDG. Во всех горизонтах, кроме IIBDG, присутствует положительная европиевая

аномалия, ее значение максимально для органогенных горизонтов, а минимально для элювиальных.

В подзолистой почве наибольшие положительные цериевые аномалии наблюдаются в горизонтах O(L), O(F), ELf. В горизонтах EL, IIBD подзолистой почвы присутствует отрицательная европиевая аномалия, что характерно для минеральных горизонтов почв и может быть связано с минералогическим составом материнской породы. Отметим, что существует значимая (α = 5%) корреляция между величинами цериевых и европиевых аномалий и содержанием оксалаторастворимых форм марганца (r = 0.73 и 0.88 соответственно). Значения цериевых и европиевых аномалий сильно коррелируют между собой (r = 0.89). Этот факт не исключает их совместного происхождения.

В серо-гумусовой почве присутствует положительная цериевая аномалия во всех горизонтах, небольшая положительная европиевая аномалия в горизонте O, а в горизонтах AYB и BMg есть небольшая отрицательная. Значения цериевых и европиевых аномалий коррелируют между собой (r = 0.76).

В агродерново-подзолистой почве положительные цериевые аномалии характерны для всех горизонтов, а также есть незначительные отрицательные европиевые аномалии в горизонтах EL и BEL (Eu_{an} = 0.95 и 0.94 соответственно).

Таким образом, положительная цериевая аномалия присутствует во всех горизонтах изучаемых почв. Ее наличие для данных форм соединений закономерно. В связи с особенностями климата и водного режима почв, проявление признаков оглеения носит сезонный характер, то есть возможна смена окислительно-восстановительной обстановки. Известно, что при определенных окислительно-восстановительных условиях, которые могут существовать в условиях периодического переувлажнения, характерного для почв ЦЛЗПБЗ, оксиды марганца будут окислять Ce^{3+} до CeO_2 [22]. При этом церий может сорбироваться оксидами и гидроксидами марганца и накапливаться в них, в то время как грунтовые воды обедняются этим элементом [7, 23].

На нормированных графиках заметно, что практически все горизонты содержат больше оксалаторастворимых тяжелых и средних лантаноидов, что говорит об их фракционировании в процессе педогенеза, то есть разные РЗЭ, первоначально входившие в кристаллические решетки первичных минералов, постепенно переходят в состав оксидов и гидроксидов железа и марганца в разных соотношениях. По некоторым данным, тяжелые лантаноиды имеют большее сродство оксидам и гидроксидам железа, в то время как легкие лантаноиды тяготеют к соединениям марганца, что было подтверждено экспериментально [15].

Причина образования положительной европиевой аномалии в некоторых горизонтах пока не до конца ясна.

Для выяснения схожести поведения оксалаторастворимых форм РЗЭ в почвах провели межэлементный корреляционный анализ для скандия, иттрия, лантана и лантаноидов. В торфяно-подзолисто-глеевой почве содержание скандия плохо коррелирует со всеми лантаноидами, иттрия имеет высокую корреляцию (коэффициент корреляции r > 0.97) с тяжелыми и средними лантаноидами (кроме европия, r = 0.91), церий – с легкими лантаноидами и европием (r = 1.00), гадолинием, тербием, диспрозием (r = 0.99, 0.98, 0.97 соответственно). В целом соединения и легких, и тяжелых лантаноидов взаимосвязаны, соответственно соединения цериевой и иттриевой подгрупп лантаноидов переходят в вытяжку Тамма, подчиняясь своим закономерностям.

В подзолистой почве корреляционный анализ выявил следующие закономерности: соединения железа имеют низкие коэффициенты корреляции со всеми РЗЭ (r < 0.29), для соединений марганца характерна слабая отрицательная корреляция (r < –0.29). Скандий хуже других РЗЭ коррелирует со всеми лантаноидами.

В серо-гумусовой почве соединения железа сильно коррелируют со всеми соединениями РЗЭ (r < 0.99), соединения скандия имеют самую слабую корреляцию со всеми соединениями РЗЭ (r < < 0.70). В основном для остальных РЗЭ данной фракции присуща очень высокая степень корреляции.

Соединения скандия имеют низкую степень взаимосвязи с остальными РЗЭ, что может быть связано с проявлением индивидуальных химических свойств данного элемента, что сказывается на его фракционировании в процессе почвообразования. Корреляционный анализ показал высокую степень взаимосвязи между оксалаторастворимыми соединениями всех лантаноидов, что свидетельствует об их совместном наследовании от почвообразующих пород и схожем поведении в почвах. Отметим, что оксалаторастворимые соединения иттрия имеют высокую корреляционную связь с соответствующими соединениями тяжелых лантаноидов, а соединения церия – с соответствующими соединениями легких лантаноидов, что согласуется с традиционным делением лантаноидов на цериевую и иттриевую подгруппы [1].

Валовое содержание РЗЭ в торфяно-подзолисто-глеевой почве. Содержание легких РЗЭ уменьшается в ряду горизонтов: ELnn,g > EL > IIBDG > ELhi,g > > H > T2 > T1, содержание тяжелых – IIBDG > > ELnn,g > EL > ELhi,g > H > T2 > T1, для лантана – EL > ELnn,g > IIBDG > ELhi,g > H > T2 > T1.

Нормирование по ГРП показывает относительное обеднение европием горизонтов: EL, ELnn,g, IIBDG, ELhi,g, H, что свидетельствует о наличии европиевой аномалии. Поэтому были рассчитаны величины европиевых аномалий: наибольшее обеднение характерно для горизонта EL (Eu_{an} = 0.61). Оно может быть связано с выносом илистой фракции глинистых минералов, содержащих РЗЭ, вниз по профилю. Относительное обеднение почвы данным элементом в ряду горизонтов: EL, ELhi,g≈ELnn,g, IIBDG, H уменьшается. В горизонтах T1 и T2 европиевая аномалия не наблюдается, то есть в торфянистых горизонтах создаются лучшие условия для закрепления европия по сравнению с другими РЗЭ, чем в нижней части профиля. В горизонте ELnn,g присутствует небольшая положительная цериевая аномалия. Отметим, что 22.5% от валового содержания церия в этом горизонте, составляет оксалаторастворимый церий. Такое накопление может быть связано с влиянием переменного окислительно-восстановительного режима и наличием железисто-марганцевых конкреций. Доля оксалаторастворимых соединений от валового содержания у тяжелых лантаноидов больше, чем у легких. В горизонте ELnn,g вклад легких РЗЭ, связанных с оксалаторастворимым железом возрастает.

Валовое содержание РЗЭ в подзолистой почве. Содержание РЗЭ увеличивается вниз по профилю. Нормированные по ГРП величины валового содержания РЗЭ имеют следующие особенности: горизонты EL, AEL, H обеднены тяжелыми, средними лантаноидами и особенно европием, относительно их содержания в ГРП.

Рассчитаны величины европиевых аномалий: наибольшее обеднение характерно для горизонтов EL и AEL (Eu_{an} = 0.64 и 0.66 соответственно), что может быть связано с проявлением подзолистого процесса. Отрицательные европиевые аномалии уменьшаются в ряду горизонтов: EL > > AEL > H > IIBD > F. В горизонте L наблюдается положительная европиевая аномалия, что свидетельствует о его накоплении.

Доля тяжелых и средних оксалаторастворимых лантаноидов от валового содержания больше, чем доля легких лантаноидов. Отметим, что доля церия больше, чем у остальных легких лантаноидов в горизонтах: F, H, AEL, EL.

Валовое содержание редкоземельных элементов в агродерново-подзолистой почве. Содержание РЗЭ увеличивается вниз по профилю. Нормированные по ГРП величины валового содержания РЗЭ относительно обеднены Eu (в виде аномалии) и тяжелыми лантаноидами (Tb–Yb) во всех горизонтах. В горизонтах EL и BEL наблюдается обеднение легкими лантаноидами (La–Nd) и небольшое обогащение церием.

Рассчитаны величины европиевых аномалий: наибольшее обеднение характерно для горизонтов EL, BEL (Eu_{an} = 0.74 и 0.73 соответственно). В горизонте P отрицательная европиевая аномалия проявляется в меньшей степени.

Валовое содержание редкоземельных элементов в серо-гумусовой почве. Содержание РЗЭ увеличивается вниз по профилю. Нормирование по ГРП величин валового содержания РЗЭ показывает на относительное обеднение европием всех горизонтов.

Расчет величин европиевых аномалий показал, что наибольшее обеднение этим элементом характерно для горизонтов AY, AYB, (Eu_{an} = 0.67), в горизонте O обеднение минимально.

Положительная цериевая аномалия характерна для горизонтов AYB, BMg (Ce_{an} = 1.06 и 1.12 соответственно). Предположительно, источниками церия в этих горизонтах могут быть несиликатные формы железа и марганца, так как эти соединения содержат в этих горизонтах больше церия, чем других легких лантаноидов.

Отметим, что доля тяжелых и средних оксалаторастворимых РЗЭ от валового содержания больше, чем аналогичная доля легких РЗЭ.

Основные особенности распределения соединений РЗЭ по профилям четырех почв ЦЛГПБЗ. Значения нормированных по ГРП валовых содержаний тяжелых РЗЭ в минеральных горизонтах всех четырех почв в целом меньше, чем легких и средних. Этому может быть дано следующие объяснение: ионы тяжелых РЗЭ более способны к комплексообразованию, чем ионы легких [9, 14], что приводит к более интенсивному вымыванию тяжелых РЗЭ из профиля [14, 16, 21] в условиях гумидного климата.

Замечено, что для элювиальных горизонтов изученных почв характерно наиболее сильное обеднение тяжелыми лантаноидами по сравнению с ГРП, а также большие значения европиевых аномалий. Известно, что РЗЭ способны сорбироваться на поверхностях глинистых минералов, а также могут входить в межпакетные промежутки [14, 25], замещая ионы щелочных и щелочноземельных металлов [14, 20]. Увеличение адсорбции РЗЭ происходит с увеличением pH раствора [12, 14]. Определенное влияние оказывает состав почвенных минералов и их устойчивость к разрушению [1]. В илистой фракции горизонта EL подзолистых и торфянисто-подзолисто-глееватых почв ЦЛГПБЗ преобладают почвенный хлорит, вермикулит, каолинит, плохо окристаллизованный иллит [3], которые, по литературным данным [12, 14], обогащены легкими РЗЭ. Возможно, в гумидных условиях одной из причин меньшего содержания тяжелых РЗЭ в элювиальных горизонтах по сравнению с нижележащими является разница в минералогическом составе тонких фракций глинистых

минералов, связанная с протеканием местных почвообразовательных процессов. Необходимы более детальные исследования, показывающие способность глинистых минералов сорбировать РЗЭ в условиях педогенеза. Наибольшее проявление отрицательной европиевой аномалии в элювиальных горизонтах требует дополнительного изучения.

Замечено, что в органогенных горизонтах отрицательная европиевая аномалия проявляется менее сильно, а в подзолистой почве (для горизонта L) есть положительная аномалия этого элемента. Причина, по которой европий в данных горизонтах имеет иное распределение, чем в минеральных, до конца не ясна. Известно, что в органогенных горизонтах подобное может быть связано с замещением в растениях иона Ca^{2+} на близкий по ионному радиусу Eu^{3+} [6, 19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованные почвы ЦЛГПБЗ больше обогащены легкими лантаноидами, чем тяжелыми, что соответствует концепциям фракционирования РЗЭ в ходе преобразования пород в процессе гипергенеза. Нормирование валовых содержаний РЗЭ по ГРП позволило установить, что в исследованных почвах в процессе педогенеза происходит дополнительное фракционирование РЗЭ, выраженное в обеднении тяжелыми лантаноидами и европием (в виде отрицательной аномалии), что особенно характерно для элювиальных горизонтов. На этот процесс накладывается также смена почвообразующей породы на условной границе EL–IIBD. Величина отрицательной европиевой аномалии меньше для органогенных горизонтов. Валовое содержание РЗЭ увеличиваются по профилю сверху вниз, на распределение накладывается обеднение в элювиальных горизонтах.

Фракция, связанная с оксалаторастворимыми формами железа и марганца, составляет от 1 до 67% от валового содержания. Наименьшее ее содержание в горизонтах EL, ELhi,g, H (1–7%) торфяно-подзолисто-глеевой почвы, ELf, AEL (2–9%) подзолистой, O, AY, AYB (2–10%) серо-гумусовой, а также во всех горизонтах агродерново-подзолистой для Pr, Nd, Sm, Eu, Tm (0.4–11%). Наибольшая доля характерна для горизонтов: ELnn,g, IIBDG (12–28%) торфяно-подзолисто-глеевой, IIBD (13–26%) подзолистой, BMg (8–23%) серогумусовой, EL, BEL для La, Ce (52–67%), Ho, Yb, Lu (22–30%) агродерново-подзолистой. Данная фракция РЗЭ оказывает существенное влияние на перераспределение тяжелых лантаноидов и церия, а также обусловливает развитие положительной цериевой аномалии в некоторых горизонтах. Для нормированных по ГРП распределений РЗЭ данной фракции характерны положительные цериевые аномалии во всех изученных почвах.

В подзолистой и торфяно-подзолисто-глеевой почвах не отмечены строгие взаимосвязи между содержанием оксалаторастворимых форм железа и марганца и содержанием экстрагируемых вытяжкой Тамма РЗЭ. Возможно, это связано с тем, что содержание РЗЭ в данных фракциях зависит не только от количества фаз-носителей (оксалаторастворимых форм железа и марганца), но и от механизмов сорбции РЗЭ, которые у данных фаз могут отличаться. Однако корреляция между содержанием оксалаторастворимых форм железа и содержанием экстрагируемых вытяжкой Тамма РЗЭ была обнаружена в серо-гумусовой и агродерново-подзолистой почвах.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Водяницкий Ю.Н.* Геохимическое фракционирование лантанидов в почвах и горных породах (обзор литературы) // Почвоведение. 2012. № 1. С. 1–13.
2. *Воробьева Л.А.* Химический анализ почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 272 с.
3. *Кирюшин А.В., Соколова Т.А., Дронова Т.Я.* Минералогический состав тонкодисперсных фракций подзолистых и торфянисто-подзолисто-глееватых почв на двучленных отложениях Центрального Лесного заповедника // Почвоведение. 2002. № 11. С. 1359–1370.
4. *Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
5. Классификация н диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
6. *Amann B.T., Mulqueen P., Horrocks W.D.W.* A continuous spectrophotometric assay for the activation of plant NAD kinase by calmodulin, calcium(II), and europium(III) ions // J. Biochem. Biophys. Methods. 1992. V. 25. № 4. P. 207–217. https://doi.org/10.1016/0165-022X(92)90015-3
7. *Braun J.J., Pagel M., Muller J.P., Bilong P., Michard A., Guillet B.* Cerium anomalies in lateritic profiles // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 597–605. https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90373-S
8. *Brioschi L., Steinmann M., Lucot E., Pierret M.C., Stille P., Prunier, J., Badot, P.M.* Transfer of rare earth elements (REE) from natural soil to plant systems: Implications for the environmental availability of anthropogenic REE // Plant Soil. 2013. V. 366. P. 143–163. https://doi.org/10.1007/s11104-012-1407-0
9. *Cantrell K.J., Byrne R.H.* Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. № 3. P. 597–605. https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90072-X

10. *Chang C., Li F., Liu C., Gao J., Tong H., Chen M.* Fractionation characteristics of rare earth elements (REEs) linked with secondary Fe, Mn, and Al minerals in soils // Acta Geochim. 2016. V. 4. P. 329–339. https://doi.org/10.1007/s11631-016-0119-1
11. *Cheng H., Fanghua H., Ouyang W., Shaoqing L., Chunye L.I.N., Wenjing Y.* Vertical distribution of rare earth elements in a wetland soil core from the Sanjiang Plain in China // J. Rare Earths. 2012. V. 30. № 7. P. 731–738. https://doi.org/10.1016/S1002-0721(12)60120-3
12. *Coppin F.* Etude expérimentale de l'adsorption des lanthanides sur une kaolinite et une montmorillonite à 25°C. Toulouse, 2002. www.theses.fr/2002TOU30008
13. *Kabata-Pendias A.* Trace Elements in Plants and Soils. Fourth Edition. CRC Press, 2011. 505 p.
14. *Laveuf C., Cornu S.* A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes // Geoderma. 2009. P. 1–12. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.10.002
15. *Liu H., Pourret O., Guo H., Martinez R.E., Zouhri L.* Impact of hydrous manganese and ferric oxides on the behavior of aqueous rare earth elements (REE): Evidence from a modeling approach and implication for the sink of REE // Int. J. Environ. Res. Public Health. 2018. V. 15. № 12. P. 2837. https://doi.org/10.3390/ijerph15122837
16. *Ma Y.J., Huo R.K., Liu C.Q.* Speciation and fractionation of rare earth elements in a lateritic profile from southern China: Identification of the carriers of Ce anomalies, Proceedings of the Goldschmidt Conference. Davos, Switzerland, 2002.
17. *Mihajlovic J., Bauriegel A., Stärk H.J., Roßkopf N., Zeitz J., Milbert G., Rinklebe J.* Rare earth elements in soil profiles of various ecosystems across Germany // Appl. Geochem. 2019. V. 102. P. 197–217. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.02.002
18. *Mihajlovic J., Rinklebe J.* Rare earth elements in German soils – A review // Chemosphere. 2018. V. 205. P. 514–523. https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2018.04.059
19. *Morishima I., Kurono M., Shiro Y.* Presence of endogenous calcium ion in horseradish peroxidase. Elucidation of metal-binding site by substitutions of divalent and lanthanide ions for calcium and use of metal-induced NMR (^{1}H and ^{113}Cd) resonances // J. Biol. Chem. 1986. V. 261. № 20. P. 9391–9399.
20. *Mosser C.* Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Persée-Portail des revues scientifiques en SHS, 1980. V. 63. 229 p.
21. *Ndjigui P.D., Bilong P., Bitom D., Dia A.* Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon // J. African Earth Sci. 2008. V. 50. P. 305–328. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.10.006
22. *Piasecki W., Sverjensky D.A.* Speciation of adsorbed yttrium and rare earth elements on oxide surfaces // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 3964–3979. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.05.049
23. *Seto M., Akagi T.* Chemical condition for the appearance of a negative Ce anomaly in stream waters and groundwaters // Geochem. J. 2008. V. 42. P. 371–380. https://doi.org/10.2343/geochemj.42.371
24. *Tyler G.* Vertical distribution of major, minor, and rare elements in a Haplic Podzol // Geoderma. 2004. V. 119. № 3–4. P. 277–290. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.08.005
25. *Wan Y., Liu C.* Study on adsorption of rare earth elements by kaolinite // J. Rare Earths. 2005. V. 23. № 3. P. 377–381.
26. *World Reference Base for Soil Resources (WRB).* International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. IUSS Working Group. // World Soil Resources Reports. FAO, Rome, 2014. V. 106. P. 181.

Rare Earth Elements in Soils of the Central Forest State Natural Biosphere Reserve

S. A. Antonova[1] and D. V. Ladonin[1, *]

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

**e-mail: ladonin@inbox.ru*

Total concentrations of REEs and REEs associated with soil-abundant Fe-, and Mn-compounds were studied in four soil profiles (Gleyic Umbrisols, Albic Gleyic Folic Retisols (Raptic), Dystric Albic Retisol) of the Central Forest Nature Reserve. The REE content was normalized to a local standard (the Russian platform clay) and the magnitude of cerium and europium anomalies were quantified [8]. REE concentrations in soils depend on the mineralogy of bedrock but depend largely on pedogenetic processes therefore additional REE fractionation occurs, expressed in lower content of heavy lanthanides and europium than light lanthanides. In eluvial horizons, the expression of the negative europium anomaly is maximal, while in organogenic horizons, the anomaly is weaker or absent. The oxalate-soluble REE fraction affects the redistribution of heavy lanthanides and cerium, and also leads to the development of a positive cerium anomaly in some horizons.

Keywords: REEs, REE geochemical fractionation, cerium anomaly, europium anomaly, inductively coupled plasma mass-spectrometry

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 228–243

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.46

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ ПОЧВ (ОБЗОР)

© 2022 г.
Д. А. Никитин[a], *, М. В. Семенов[a], Т. И. Чернов[a], Н. А. Ксенофонтова[a], А. Д. Железова[a], Е. А. Иванова[a], Н. Б. Хитров[a], А. Л. Степанов[b]

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

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

**e-mail: dimnik90@mail.ru*

Поступила в редакцию 11.06.2021 г.
После доработки 16.07.2021 г.
Принята к публикации 31.07.2021 г.

Обобщены наиболее актуальные микробиологические показатели, которые могут служить индикаторами экологических функций почв: биоресурсной, функций трансформации углерода и обеспечения корневого питания растений, а также фитосанитарной. Для характеристики биоресурсной функции почв оцениваются индексы разнообразия и таксономическая структура микробных сообществ, а также численность определенных групп микроорганизмов. Основными микробиологическими показателями трансформации углерода служат содержание углерода микробной биомассы, соотношение биомассы бактерий и грибов, почвенное дыхание, ферментативная активность и скорость разложения органического вещества почвы. Оптимальными микробиологическими индикаторами функции почвы как источника обеспечения корневого питания растений являются активность ферментов, связанных с процессами циклов азота и фосфора, а также молекулярные видоспецифичные маркеры арбсускулярной микоризы. Индикаторами фитосанитарной функции почвы могут выступать показатели численности копий генов фитопатогенов и их антагонистов. Поскольку на сегодняшний день проблемами микробиологической индикации почвенных функций остаются высокая вариабельность некоторых показателей и сложность их интерпретации, ключевой задачей должен стать тщательный выбор параметров, обладающих наилучшей применимостью в качестве индикаторов экологических функций почв.

Ключевые слова: биоразнообразие почв, трансформация углерода в почве, корневое питание растений, супрессивность почвы

DOI: 10.31857/S0032180X22020095

ВВЕДЕНИЕ

Почва – основа существования наземных экосистем и ценный невозобновляемый ресурс с точки зрения продовольственной безопасности [134]. Почва выполняет множество ключевых экологических, социальных и экономических функций [58]. Повышение антропогенной нагрузки приводит к деградации почвы [73], поэтому возникает потребность в индикаторах, позволяющих оценивать состояние почв и выявлять первые признаки нарушения осуществления почвой ее экологических функций [86]. Почвенные микроорганизмы являются ключевым звеном в биогеохимических циклах питательных элементов и быстро реагируют на изменения окружающей среды [7]. Микроорганизмы прямо или косвенно участвуют в обеспечении широкого спектра экологических функций почв, и поэтому могут служить эффективными высокочувствительными индикаторами этих функций [71, 120].

При рассмотрении микробиологических индикаторов необходимо, прежде всего, определить, какую классификацию функций почв использовать. Одна из первых систематизаций функций почв в биосфере и экосистемах выполнена Добровольским и Никитиным [8, 10], были выделены биогеоценотические и глобальные биосферные функции почв. К биогеоценотическим функциям отнесены физические, физико-химические, информационные, целостные, а также почвенное плодородие как отдельная функция [8, 10]. Функции почвы являются частью экологических функций ландшафта [16]. В зарубежных публикациях выделение и группировка почвенных функций часто определяются как промежуточное звено, связывающее традиционно измеряемые свойства почв с экосистемными сервисами; как следствие, формулировки почвенных функций обычно соответствуют названиям экосистемных сервисов [47, 69, 77, 115]. Поскольку в настоящее время еще

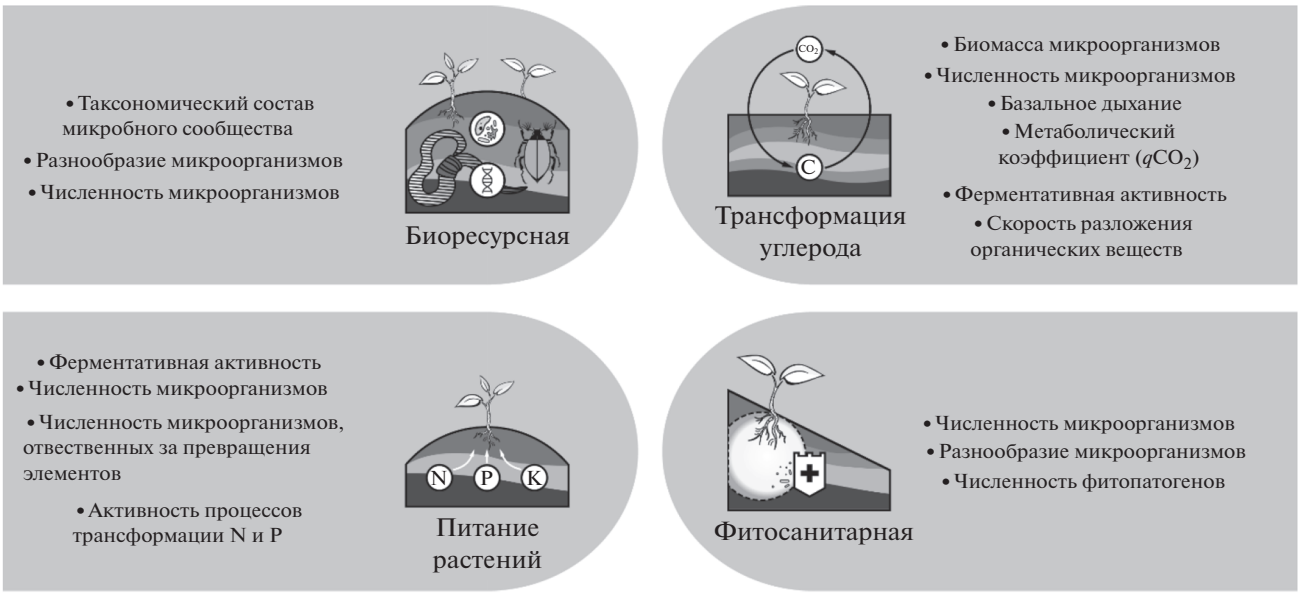


Рис. 1. Основные микробиологические показатели экологических функций почвы.

не выработано единого мнения о почвенных функциях, в данном обзоре мы стремились дать такие формулировки почвенных функций в экосистеме, которые по возможности ясно отражают суть процессов, совершающихся именно в почве и обеспечивающих функционирование других компонентов экосистемы. Для некоторых экологических функций почв (опорной, гидрологической, продукционной) микробиологических индикаторов не существует. Однако микробиологические показатели могут быть использованы при оценке биоресурсной, питательной и фитосанитарной функций почв, а также функции трансформации углерода (рис. 1). В обзоре обсуждается роль микроорганизмов в поддержании почвенных функций, а также обобщены наиболее актуальные микробиологические показатели, которые могут служить индикаторами этих функций.

БИОРЕСУРСНАЯ ФУНКЦИЯ ПОЧВЫ

Почвы являются самым большим резервуаром биоразнообразия, вмещающим не менее четверти видов всех живых организмов планеты [7, 14, 137]. Поэтому одна из важнейших почвенных функций – биоресурсная, которая заключается в поддержании биоразнообразия и численности сообществ организмов, обитающих в почве или связанных с ней [56]. Ключевая роль данной функции состоит в обеспечении механизмов устойчивости и саморегуляции экосистем, что определило включение вопросов о ней в перечень целей устойчивого развития [55] и принятии Глобальной рамочной программы в области биоразнообразия на период после 2020 г. [48]. Биологическое разнообразие почвы играет важнейшую роль в минерализации органических соединений и секвестрации углерода, поддержании циклов биофильных элементов, питании и здоровье растений [82]. Как следствие, снижение разнообразия и численности организмов (то есть биоресурсной функции почв) приводит к замедлению интенсивности биогенных процессов почвообразования, снижению активности разложения органических веществ, общего плодородия, буферности почвы и ее способности к самовосстановлению после деградации [137]. Величины биоразнообразия почв для большинства территорий мира до сих пор неизвестны, поскольку их трудно определить количественно [84]. Однако для отдельных регионов некоторых стран уже существуют прогнозные карты и атласы биоразнообразия почвенных бактерий [68], грибов [136], нематод [144] и дождевых червей [109].

Различают несколько типов биоразнообразия. Альфа-разнообразие характеризует таксоны внутри сообщества, их богатство (количество таксонов в сообществе) и выравненность (относительное обилие) [22, 44, 45]. Бета-разнообразие – разнообразие между разными сообществами, показатель степени дифференцированности распределения видов или скорости изменения видового состава. Для фундаментальной и прикладной экологии простой подсчет числа таксонов малоинформативен из-за различной численности представителей каждого вида, поэтому обычно изучают альфа-разнообразие с учетом четырех теоретических моделей: геометрической, логарифмической, лог-нормальной, а также модели “разломанного стержня Макартура” [146]. Стоит отметить, что если в классической эко-

Таблица 1. Индексы биоразнообразия

Индекс	Формула	Легенда
Маргалефа	$D\mathrm{Mg} = (S - 1)/\ln N$	S – число обнаруженных таксонов
Менхиника	$D\mathrm{Mn} = S/(N)^{1/2}$	N – общее число особей
Шеннона–Вивера	$H = -\sum_{i=1}^{n} p_i \cdot \lg_2(p_i)$	$p_i = \frac{x_i}{\sum_{i=1}^{n} x_i}$ x_i – число видов в сообществе
Пиелу	$E = \frac{H}{\lg N}$	H – индекс Шеннона N – число видов в сообществе
Симпсона	$D = \frac{\sum n_i \cdot (n_i - 1)}{N \cdot (N - 1)}$	N – число видов n – число особей i-го вида
Индекс полидоминантности Вильямса	$\frac{1}{D}$	D – индекс Симпсона
Chao1	$\mathrm{Chao1} = S_{obs} + \frac{a^2}{2b}$	S_{obs} – обнаруженное количество таксонов a – число таксонов, содержащих один сиквенс b – число таксонов, содержащих два сиквенса

логии хорошо известна применимость тех или иных способов оценки биоразнообразия сообществ, то для микроорганизмов этот вопрос пока недостаточно исследован [44]. Почвенный микробиом не только имеет специфическую структуру в силу отсутствия доминантов, но и характеризуется колоссальным таксономическим разнообразием, поэтому некоторые классические индексы биоразнообразия оказываются недостаточными для его анализа [146].

Одними из наиболее распространенных индексов биоразнообразия, не учитывающих относительное обилие таксонов, являются индексы Маргалефа и Менхиника (табл. 1), для расчета которых необходимы лишь число обнаруженных таксонов и общее число особей [44]. Также широко используется индекс Шеннона–Вивера, спецификой которого является придание большего значения редким видам [26]. Применяют и индекс выровненности Пиелу (Pielou), нормирующий индекс Шеннона между 0 и 1. Кроме того, нередко используют индекс Симпсона (Simpson), который описывает вероятность принадлежности любых двух особей, случайно отобранных из неопределенно большого сообщества, к одному и тому же виду. Чем больше значение данного индекса, тем меньше видовое разнообразие. По мере увеличения индекса Симпсона разнообразие уменьшается [44]; он очень чувствителен к присутствию в выборке наиболее обильных видов, но слабо зависит от видового богатства [26].

На разнообразие почвенного микробиома влияет множество естественных (температура, уровень влажности, кислотность, качество и количество органического вещества, характер и состав растительного покрова и др.) и антропогенных факторов (загрязнение поллютантами, обилие и качество удобрений, тип землепользования, характер сельскохозяйственной обработки почвы) [66, 153]. К снижению биоразнообразия микроорганизмов, как естественных, так и сельскохозяйственных почв обычно приводят экстремальные изменения условий окружающей среды (опустынивание, резкая потеря запасов органического вещества, засоление, сильное подкисление/подщелачивание и т.д.), либо сокращение числа экологических ниш (например, вследствие длительной распашки почв) [117]. Например, биоресурсная функция почв нарушается при длительном применении минеральных удобрений [35, 153], распашке почвы [23, 25] или попадании в почву поллютантов [21, 25], поскольку все эти факторы приводят к снижению разнообразия микроорганизмов.

Выявление разнообразия почвенных микроорганизмов долгое время базировалось на их культивировании в питательных средах [57], которые позволяют оценить численность эколого-функциональных групп: азотфиксаторов, целлюлолитиков, амилолитиков и др. [19, 24]. Однако 90–99% всех бактерий, архей и микроскопических грибов на сегодняшний день некультивируемо [132]. Поэтому получили развитие молекулярно-генетические методы оценки общего разнообразия микроорганизмов при помощи тотального генетического материала, извлекаемого напрямую из почвы [35, 146].

Для оценки численности разных групп почвенных микроорганизмов активно используется количественная полимеразная цепная реакция (ПЦР в реальном времени или real-time PCR), ко-

торая позволяет детектировать количество копий рибосомальных или функциональных генов в единице массы почвы. Для определения разнообразия прокариот используется ген 16S рРНК, а для грибов – 18S рРНК и ITS [35]. Данный метод позволяет выявлять численность генов, кодирующих ключевые ферменты (например, нитрогеназу, нитратредуктазу и др.), что делает возможным характеризовать потенциальный уровень активности разных эколого-функциональных групп микроорганизмов (см. ниже).

Одними из первых способов оценки генетического разнообразия микроорганизмов являлись денатурирующий градиентный гель-электрофорез (DGGE) [101] и температурный градиентный гель-электрофорез (TGGE) [78]. Однако разрешающая способность DGGE и TGGE невелика по сравнению с реальным разнообразием микроорганизмов в почве [103]. В настоящее время генетическое разнообразие почвенного микробиома оценивают с помощью секвенирования нового поколения (англ. next generation sequencing, NGS), которое позволяет прочитывать сотни тысяч или даже миллионы участков ДНК. Применение NGS-технологий способствовало развитию методов оценки структуры и разнообразия почвенных микробиомов, в частности, метабаркодинга – изучения генетического разнообразия посредством анализа ампликонных библиотек маркерных генов (16S рРНК, 18S рРНК, ITS, функциональные гены) [35, 100].

С помощью высокопроизводительного секвенирования методом случайного фрагментирования “shotgun” появилась возможность анализировать не только маркерные гены, а весь почвенный метагеном [29, 114]. Несмотря на высокую продуктивность методов NGS, анализ такого большого объема информации, как полный метагеном почвы на настоящий момент является крайне трудоемким процессом [54, 140]. Методы высокопроизводительного секвенирования по-прежнему обладают рядом ограничений в контектсте анализа почвенного биоразнообразия, прежде всего, высокой стоимостью анализа и неполнотой генетических баз данных. Тем не менее, стоимость секвенирования за последние 10 лет существенно уменьшилась, и на сегодняшний день эта тенденция сохраняется [35]. Развитие NGS-технологий и пополнение баз данных, в свою очередь, способствуют большей эффективности применения этих методов для анализа биоресурсной функции почв [100].

ФУНКЦИЯ ТРАНСФОРМАЦИИ УГЛЕРОДА

Одна из важнейших функций почвы в биосфере заключается в регулировании цикла углерода [131]. Органический углерод в почвах содержится в очень широком спектре соединений, которые обобщенно принято называть почвенным органическим веществом (**ПОВ**). Количественный и качественный составы ПОВ определяют большинство свойств почвы, что обусловливает ключевую роль ПОВ в обеспечении функционирования экосистем [31]. В настоящее время из-за интенсификации сельского хозяйства повсеместно происходит активная минерализация ПОВ, что снижает продуктивность пахотных земель [16]. Конверсия растительных остатков в ПОВ, процессы минерализации, стабилизации и дестабилизации ПОВ – исключительно важные этапы динамики почвенного углерода, доступные для микробиологической индикации [33, 122, 130]. Почвенные сапротрофные микроорганизмы выступают главным агентом трансформации ПОВ, а их биомасса является динамическим источником обновления ПОВ и стоком углерода [63]. Основными микробиологическими индикаторами процессов цикла углерода выступают углерод микробной биомассы, почвенное дыхание, скорость разложения и минерализации ПОВ, а также ферментативная активность.

Углерод микробной биомассы ($C_{мик}$) – самая активная и динамичная часть ПОВ, которая обычно не превышает 3–5% от содержания почвенного органического углерода [80, 135]. Углерод микробной биомассы может быть использован как показатель оценки продуктивности экосистем, а также в качестве раннего индикатора изменений в ПОВ [135]. Отношение $C_{мик}/C_{орг}$ служит индикатором доступности органического углерода почвы [1, 2].

Методы определения $C_{мик}$ в почвах можно разделить на прямые, физиологические, биохимические (биоцидные) и молекулярные (биомаркерные). К *прямым методам* относится люминесцентная микроскопия с набором флуоресцентных красителей, с помощью которых можно выявить численность клеток микроорганизмов [27, 57]. К *физиологическим* – метод субстрат-индуцированного дыхания. Метод заключается в измерении эмиссии CO_2, продуцируемого почвенными микроорганизмами в течение 3–5 ч после добавления в почву фиксированного количества легкодоступного субстрата (обычно глюкозы). К *молекулярным методам* оценки углерода микробной биомассы относятся количественное определение содержания биомаркеров: ДНК и РНК [93, 123], определение жирных кислот фосфолипидов – PLFA [150] и содержание АТФ в клетках [3]. В целом, основной проблемой всех методов определения микробной биомассы почв является непостоянство пересчетных коэффициентов измеряемого показателя (дыхание, фумигированный углерод, ДНК, PLFA) при пересчете в содержание микробного углерода [11, 123].

Почвенное дыхание (ПД) – эмиссия CO_2 из почвы при минерализации ОВ и дыхании почвенной биоты [13, 18]. ПД складывается из гетеротрофного (микробного и зоогенного) и автотрофного (корневого) дыхания. ПД хорошо коррелирует с содержанием ПОВ и микробной биомассой, и поэтому является одним из классических методов оценки биологической активности почвы [2, 18, 57]. Определяют ПД путем измерения выделяемого CO_2 или потребления O_2 [149]. Более чувствительной является оценка CO_2, так как его атмосферная концентрация составляет всего около 0.04%, а не около 20%, как у кислорода. Определение ПД проводят с использованием методов, в основе которых лежит принцип поглощения CO_2 щелочью с последующим титрованием, либо с помощью газовой хроматографии и инфракрасной спектроскопии. Поскольку от 10 до 90% эмиссии CO_2 почвой обеспечивается микроорганизмами [107], обычно оценивают интенсивность углекислого газа, выделяемого при разложении ПОВ в свободных от корней и растительных остатков зонах – базальное дыхание (**БД**) [1, 36, 149]. Измерение БД важно для моделирования и оценки баланса углерода наземных экосистем [12], а также помогает определить зависимость скорости минерализации ПОВ от различных климатических факторов [5] или агрогенных воздействий [122, 142]. При снижении содержания микробной биомассы уменьшаются запасы почвенного углерода и замедляется интенсивность цикла этого элемента для экосистем в целом [3]. Считается, что показатели биомассы микроорганизмов являются более чувствительным индикаторам количественных и качественных изменений почвенного органического вещества, чем ПОВ [31].

Одним из показателей участия микроорганизмов в цикле углерода является *“метаболический”* или *“дыхательный” коэффициент* (qCO_2), устанавливаемый по отношению между базальным и субстрат-индуцированным дыханием [49]. qCO_2 отражает эффективность преобразования гетеротрофными микроорганизмами органического углерода в микробную биомассу, поэтому может быть использован в качестве индикатора изменений качества почвы [70]. Метаболический коэффициент и скорость минерализации органического углерода в почве имеют решающее значение для углеродного цикла в наземных экосистемах [52]. Кроме того, qCO_2 описывает состояние, в котором находятся сообщества: чем больше значения данного показателя, тем менее благоприятные условия в экосистеме. Низкий уровень qCO_2 указывает на уменьшение интенсивности биогеохимического цикла углерода в почве [52].

Скорость разложения органического вещества. Разложение компонентов ПОВ обычно оценивают по убыли массы материала в сетчатых мешочках, изменению запасов подстилки, а также по образованию $C–CO_2$ методом закрытых камер [120]. Использование разложения подстилки в роли функционального показателя создает некоторые проблемы стандартизации, поскольку различия в качестве подстилки имеют огромное влияние на скорость ее деградации [89]. Этот недостаток может быть преодолен при использовании стандартного целлюлозного субстрата в качестве заменителя органических остатков [138], например, льняных/конопляных полотен и хлопчатобумажных полосок [81], или пакетиков с черным и зеленым чаем. Быстрое разложение целлюлозных полосок может свидетельствовать о стремительном разрушении подстилки [81, 138]. Биокинетический метод, базирующийся на учете выделения $C–CO_2$ из инкубируемой почвы, позволяет оценить одновременно доступность органического вещества для разложения и способность почвенного сообщества разлагать органическое вещество [30, 32]. Кроме того, эти методы позволяют установить количество разложившегося ПОВ или растительных остатков, а также константу скорости разложения [33, 133]. Обширную информацию о трофическом статусе почвенного микробного сообщества можно получить также путем мультисубстратного тестирования (CLPP) – оценке активности потребления ряда органических субстратов разной степени [4, 92].

Ферментативная активность (ФА). Почвенные ферменты играют важную роль в разложении и трансформации ПОВ, высвобождают доступные питательные вещества для биоты и участвуют в циклах биогенных элементов [59, 121]. Внутриклеточные ферменты существуют только внутри организмов, обеспечивая их жизнедеятельность, а при их отмирании – разрушаются, практически не влияя на почву. Внеклеточные ферменты продуцируются организмами в окружающую среду, окисляют и гидролизуют полимерные органические соединения, контролируя баланс между трансформацией стабильного и лабильного ПОВ [59, 95, 129].

ФА изменяется намного быстрее, чем большинство физических и химических показателей почвы, что обеспечивает выявление трансформации ПОВ на ранних стадиях [88]. Обычно в почве определяют активности амилаз, гликозидаз, целлюлаз, хитиназ, фосфатаз, протеаз и уреаз [126]. Основные методы измерения ФА основываются на спектрофотометрии, флуоресценции и радиоактивно меченых изотопах. Измерения потенциальной ФА почвы основаны на поддержании кинетики нулевого порядка, что позволяет достичь скорости реакции, пропорциональной концентрации фермента [59]. Общепринятых стандартных процедур оценки ФА почвы до сих пор не существует [53, 126]. Оригинальным выглядит

определение целлюлазной активности методом целлофановых мембран, заключающимся в регистрации уменьшения прочности мембран на разрыв после инкубирования мембраны в почве [20]. Доказана ведущая роль показателей ФА при оценке влияния поллютантов (пестицидов, тяжелых металлов, нефтепродуктов и др.) на экологическое состояние почв [6, 15]. Использованию ФА в качестве индикатора экологической функции почв, отражающей трансформацию углерода, способствует простота определения и высокая чувствительность метода.

ФУНКЦИЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ РАСТЕНИЙ ПИТАТЕЛЬНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

Одной из функций почв служит обеспечение растений питательными элементами, существенную роль в котором играет почвенный микробиом, трансформирующий питательные вещества (прежде всего, соединения азота и фосфора) в доступную для растений форму [82]. Трансформация азотсодержащих веществ микроорганизмами осуществляется за счет процессов азотфиксации, аммонификации, нитрификации, денитрификации и др. [13, 29, 43, 118]. Например, интенсивная обработка сельскохозяйственных полей может приводить к активизации процесса денитрификации и, как следствие, уменьшению запасов общего азота в почве [119]. Для исследования активности этих процессов трансформации азота в почве традиционно используют методы хроматографии [41, 46]. Активность нитрогеназы определяют, главным образом, с помощью классического газохроматографического метода с восстановления ацетилена C_2H_2 [41, 46]. Интенсивность денитрификации также опредяют путем добавления C_2H_2, который ингибирует N_2O-редуктазу – последнюю стадию пути денитрификации. Перспективным методом является измерение активности микробиологических процессов (например, денитрификации) путем введения в систему субстратов, обогащенных ^{15}N [60].

Для индикации потенциальной активности процессов цикла азота в почве могут быть использованы менее динамичные показатели, основанные на численности микроорганизмов или их функциональных генов и транскриптов. Например, ген *nifH* кодирует одну из субъединиц нитрогеназы и наиболее часто используется в качестве молекулярного маркера азотфиксации [111]. Гены *narG*, *napA* и *norB*, *qnorB*, *nirS*, *nirK*, *nosZ* используются в качестве молекулярных маркеров разных этапов денитрификации (табл. 2). Молекулярными маркерами интенсивности нитрификации являются гены *amoA* (бактериальный и архейный), *NxrA*, *NxrB* [74]. В то же время важно понимать, что численность того или иного гена не всегда коррелирует с интенсивностью процесса в почве [35]. С помощью метаанализа показано, что численность функциональных генов, связанных с процессами нитрификации и денитрификации, значительно возрастает при внесении азотных удобрений в разных формах [105], что указывает на возможность использования функциональных генов азотного цикла в качестве индикаторов, по крайней мере, в агробиоценозах. В длительном полевом эксперименте выявлено, что интенсивность процессов денитрификации и нитрификации коррелирует с численностью генов, но не разнообразием сообществ денитрификаторов и нитрификаторов [75]. Связь между численностью копий генов нитрификаторов и активностью нитрификации выявлена во многих исследованиях [147].

Микроорганизмы участвуют в минерализации и иммобилизации фосфорорганических соединений и в мобилизации нерастворимых неорганических форм фосфора [82, 152]. Наиболее активно мобилизация фосфора происходит с помощью микоризных грибов и ризосферных микроорганизмов [79]. Для оценки способности микробного сообщества почвы к минерализации фосфорорганических соединений оценивают ферментативную активность фосфатаз [102] и обилие функциональных генов, кодирующих фосфатазы – *phoC* и *phoD* [72].

Большинство (до 98%) высших растений находится в симбиозе с микоризными грибами. Мутуалистические отношения между этими организмами заключаются в обеспечении растений элементами минерального питания, витаминами и стимуляторами роста через гифы и в ответном снабжении микобионта фотосинтатом. Различают арбускулярную, эндотрофную, эксотрофную и эрикоидную микоризы [37]. Микориза может стимулировать рост и развитие растений-хозяев, улучшать их питание, повышать устойчивость к засухе, засолению и тяжелым металлам [51], а также запускать механизмы устойчивости к фитопатогенам [112]. Микоризный симбиоз позволяет растениям развиваться в почвах с низким плодородием, где быстро образуются зоны дефицита питательных элементов вблизи корней [64]. Для большинства сельскохозяйственных растений характерна арбускулярная микориза [85]. Применение микоризации сельскохозяйственных культур способствует увеличению их урожайности и улучшению качества урожая [61]. За счет мицелия арбускулярной микоризы существенно увеличивается поглощающая способность корней растений, в том числе по отношению к малодоступным соединениям фосфора – фосфатам и фитатам [61, 110]. Увеличение численности культур микоризообразующих грибов в почве напрямую связано с повышением эффективности азотного питания растений [145].

Таблица 2. Функциональные гены процессов цикла азота [108, 131] и фосфора [65]

Процесс	Функциональный ген
Азотфиксация	*nifH*
Аммонификация	*amoA*
Нитрификация, 1-я стадия $NH_2OH \rightarrow NO_2^-$	*amoA* (бактериальный и архейный)
Нитрификация, 2-я стадия $NO_2^- \rightarrow NO_3^-$	*Nxr*
Денитрификация, 1-я стадия $NO_3^- \rightarrow NO_2^-$	*narG*, *napA*
Денитрификация, 2-я стадия $NO_2^- \rightarrow NO$	*nirS*, *nirK*
Денитрификация, 3-я стадия $NO \rightarrow N_2O$	*norB*, *qnorB*
Денитрификация, 4-я стадия $N_2O \rightarrow N_2$	*nosZ*
Гидролиз фосфорорганических соединений	*phoD*
Процесс	Функциональный ген
Азотфиксация	*nifH*
Нитрификация, 1-я стадия $NH_2OH \rightarrow NO_2^-$	*amoA* (бактериальный и архейный)
Нитрификация, 2-я стадия $NO_2^- \rightarrow NO_3^-$	*NxrA*, *NxrB*
Денитрификация, 1-я стадия $NO_3^- \rightarrow NO_2^-$	*narG*, *napA*
Денитрификация, 2-я стадия $NO_2^- \rightarrow NO$	*nirS*, *nirK*
Денитрификация, 3-я стадия $NO \rightarrow N_2O$	*norB*, *qnorB*
Денитрификация, 4-я стадия $N_2O \rightarrow N_2$	*nosZ*
Гидролиз фосфорорганических соединений	*phoD*

В качестве индикаторов качества и количества арбускулярной микоризы используют подсчет спор ее микобионта, фосфолипидные жирные кислоты (PLFA) и генетические маркеры [148]. Маркерные фосфолипидные жирные кислоты, характерные для грибов, формирующих арбускулярную микоризу, перечислены в обзоре Олсона [104]. Генетическими маркерами грибов класса Glomeromycota, формирующих арбускулярную микоризу, характерную для 80% сосудистых растений, являются последовательности рибосомальных генов *18S* рРНК и LSU [37], обилие которых определяют с помощью метода количественной ПЦР с использованием группо- и видоспецифичных праймеров [116].

ФИТОСАНИТАРНАЯ ФУНКЦИЯ ПОЧВЫ

Фитосанитарная функция почвы заключается в предотвращении роста и развития микроорганизмов, патогенных для растений [38]. При определенных условиях фитопатогенные вирусы, бактерии, микроскопические грибы и оомицеты способны проникать в растения, угнетая их жизнедеятельность [94, 143]. Инфекционные болезни растений, источником которых является почва – одна из основных проблем сельского хозяйства [42, 67, 94]. По данным Продовольственной и сельскохозяйственной организации объединенных наций (ФАО, англ. Food and Agriculture Organization, FAO), болезни и вредители растений приводят к потере до 30% потенциального урожая сельскохозяйственных культур [40].

Одним из базовых слагаемых фитосанитарной функции почв является наличие супрессирующей (биоконтролирующей) активности [28, 42, 143]. Супрессивность почвы (**СП**) – показатель, характеризующий подавление и/или элиминирование из педоценоза отдельных видов патогенов, обусловленный совокупным действием биологических, физико-химических и агрохимических свойств [38]. Почвы с высокой супрессивностью характеризуются очень низким уровнем развития болезней даже в присутствии вирулентного патогена и восприимчивого растения [62, 97]. СП, в первую очередь, зависит от активности почвенных микроорганизмов и продукции ими метаболитов [87, 127], а также от физико-химических свойств почвы и факторов окружающей среды. Механизмы, лежащие в основе СП, связаны с рядом факторов: микробиостазом и фунгистазом; конкуренцией между фитопатогенами за растение-хозяина; синтезом антибиотиков, литических ферментов и нелетучих противогрибковых соединений; активацией генов устойчивости к болезням

растений; улучшением питания и устойчивости к заболеваниям всего растения [67, 87, 92]. Микробиом, характеризующийся высоким биоразнообразием и повышенной численностью микроорганизмов-антагонистов, существенно лимитирует развитие фитопатогенов [87, 113, 121].

Разработка объективных методов оценки СП почвы имеет важное значение для фитопатологии и защиты растений [42]. Оценку СП почвы в целом можно провести посредством метода почвенных пластинок и агаровых блоков [83], а также почвенных разведений. Степень инфицирования растений в данном методе характеризуется по зараженности подземных органов растений с помощью микробиологического посева, а также путем расчета индекса развития болезни. Тороповой и соавт. [42] предложен новый индекс для характеристики СП почвы – коэффициент паразитической активности возбудителя, определяемый отношением индекса развития болезни к плотности популяции инфекционных структур возбудителя. Таким образом, коэффициент паразитической активности возбудителя показывает, какую пораженность растения индуцирует одна инфекционная единица фитопатогена [42].

В настоящее время идет активный поиск микробиологических индикаторов СП, большинство из которых основано на оценке численности микроорганизмов-фитопатогенов или их антагонистов [96, 97, 141, 142]. Численность таких микроорганизмов можно оценивать путем культивирования целевых групп фитопатогенов на питательных средах [28, 39, 42], либо с помощью молекулярно-генетических подходов (ПЦР в реальном времени, метабаркодинг и др.) [50, 94]. Поскольку учет фитопатогенных микроорганизмов на селективных питательных средах – длительная и трудоемкая процедура [42, 139], и многие фитопатогены плохо культивируемы или вовсе не поддаются выращиванию в лаборатории [50, 128], необходимы более надежные индикаторы, которые достоверно помогут оценить СП. Одним из возможных подходов к оценке фитосанитарного состояния почвы может выступать определение численности копий рибосомальных генов микроорганизмов, которые, согласно существующим базам данных [76, 98, 106], относятся к категории наиболее распространенных фитопатогенов: бактерий родов *Ralstonia* и *Erwinia*; микроскопических грибов родов *Fusarium*, *Alternaria*, *Rhizoctonia*, *Phoma* и *Verticillium*; оомицетов родов *Phytophthora* и *Pythium* и др. [50]. Например, повышение численности представителей рода Ralstonia в почвах приводит к росту заболеваемости растений, однако внесение органических удобрений в почву снижает численность фитопатогенов и восстанавливает фитосанитарную функцию почв [99, 151].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматриваемые микробиологические параметры могут быть использованы для оценки направленности процессов, связанных с обеспечением почвой ряда экологических функций: биоресурсной, функций трансформации углерода и корневым питанием растений, а также фитосанитарной. Основные микробиологические индикаторы экологических функций почвы указаны в табл. 3. У приведенных индикаторов есть свои преимущества и недостатки: одни из них могут дать информацию только об одной, а другие – сразу о двух экологических функциях; существенно варьируют как принципы методов, так и и стоимость получения результатов.

Для характеристики биоресурсной функции почв наиболее эффективно использовать индексы разнообразия, таксономическое богатство/профиль микробиома и численность определенных групп микроорганизмов. Основными микробиологическими индикаторами функции трансформации углерода выступают содержание углерода микробной биомассы, почвенное дыхание, ферментативная активность и скорость разложения органического вещества почвы. Оптимальными микробиологическими индикаторами для оценки функции обеспечения растений питательными элементами являются активность ферментов, ответственных за протекание того или иного этапа биогеохимического цикла макроэлементов, численность кодирующих их генов, а также молекулярные видоспецифичные маркеры арбсускулярной микоризы. Индикацию фитосанитарной функции почвы предлагается проводить путем определения количества копий маркерных генов наиболее распространенных фитопатогенов: бактерий *Ralstonia* и *Erwinia*; микроскопических грибов *Fusarium*, *Alternaria*, *Rhizoctonia*, *Phoma* и *Verticillium*; оомицетов *Phytophthora* и *Pythium*.

Поскольку на сегодняшний день проблемами микробиологической индикации почвенных функций остаются высокая вариабельность некоторых показателей и сложность их интерпретации, ключевой задачей должен стать тщательный выбор параметров, которые обладают наилучшей применимостью в качестве индикаторов экологических функций почв.

Большинство рассмотренных классических методов микробиологии позволяют оценить лишь небольшую часть (иногда далекую от реально существующей картины в почве) таксономического и функциониального разнообразия микроорганимов. Молекулярно-биологические методы обладают значительно большей разрешающей способностью, поэтому их использование абсолютно необходимо для решения фундаментальных вопросов и практически орентированных задач по оценке почвенного микробиома. Например, микробио-

Таблица 3. Показатели экологических функций почвы

Показатель	Единица измерения	Метод	Стоимость получения	Почвенная функция
Разнообразие и число колониеобразующих единиц культивируемых микроорганизмов	Численность таксонов; КОЕ/г почвы	Микробиологические посевы	Средняя	Биоресурсная; фитосанитарная
Общее таксономическое разнообразие микроорганизмов	Численность таксонов, ед./г почвы	NGS	Высокая	Биоресурсная; фитосанитарная
Индексы альфа-разнообразия сообщества микроорганизмов	Безразмерная величина	Микробиологический посев; NGS	Низкая/высокая	Биоресурсная
Численность копий генов микроорганизмов	Число копий генов/г почвы	ПЦР в реальном времени	Средняя	Биоресурсная
Численность колоний культивируемых фитопатогенов	КОЕ/г почвы	Микробиологические посевы	Средняя	Фитосанитарная
Численность копий генов фитопатогенов	Число копий генов/г почвы	Количественная ПЦР	Средняя	Фитосанитарная
Углерод микробной биомассы	мкг С/г почвы	Газовая хроматография; Фумигация-экстракция; Количество жирных кислот фосфолипидов (PLFA); Количество ДНК; Количество АТФ Люминесцентная микроскопия	Низкая/средняя	Трансформация С
Количество живых и мертвых клеток микроорганизмов	шт./г почвы; %	Люминесцентная микроскопия	Средняя	Трансформация С
Соотошение грибы : бактерии	Безразмерная величина	Количество жирных кислот фосфолипидов (PLFA); люминесцентная микроскопия	Средняя	Трансформация С
Базальное дыхание	мкг CO_2-С/(г почвы ч)	Газовая хроматография	Средняя	Трансформация С
Метаболический коэффициент (qCO_2)	мкг CO_2-С/(мг $C_{мик}$ ч)	Газовая хроматография	Низкая	Трансформация С
Скорость разложения субстратов в почве	сутки, недели	Взвешивание	Низкая	Трансформация С
Физиологический профиль микробного сообщества (CLPP)	Величины адсорбции	Измерения адсорбции	Средняя	Трансформация С
Потенциальная ферментативная активность	мг фермента/ (100 г почвы ч)	Измерение абсорбции/флуоресценции	Средняя	Трансформация С; питание растений
PLFA грибов, формирующих арбускулярную микоризу	нмоль/г почвы	Газохроматографические методы	Средняя	Питание растений

Таблица 3. Окончание

Показатель	Единица измерения	Метод	Стоимость получения	Почвенная функция
Количество генов грибов, формирующих арбускулярную микоризу	Количество копий генов/г почвы	Количественная ПЦР	Средняя	Питание растений
Количество спор грибов, формирующих арбускулярную микоризу	Количество спор/г почвы	Прямая светооптическая микроскопия	Низкая	Питание растений
Численность функциональных генов, связанных с тем или иным процессом циклов N и P	Количество копий генов/г почвы	Количественная ПЦР	Средняя	Питание растений
Потенциальная активность процессов циклов N и P	мг элемента/ кг почвы ч	Газохроматографические методы	Средняя	Питание растений

логический посев непригоден для оценки таксономического разнообразия некультивируемых форм, а метод люминесцентной микроскопии допускает существенные ошибки при учете прокариотной и грибной биомассы. Наиболее подходящими для оценки рассмотренных функций почв являются молекулярные методы – количественная ПЦР, метабаркодинг и метагеномика, численность функциональных генов, генетические маркеры арбускулярных микобионтов и фитопатогенов, а также определение содержания жирных кислот фосфолипидов (PLFA) и аденозинтрифосфатов (АТФ).

При использовании микробиологических показателей почвенных функций важно понимать, что не существует “оптимальной” почвы или универсального набора ее характеристик. В основном они должны служить для сравнительной характеристики близких по другим свойствам почв. Проблемами микробиологической индикации почвенных функций также остаются высокая вариабельность многих показателей и сложность их интерпретации. Тем не менее, микробиологические показатели обладают большим потенциалом применения в качестве комплексных чувствительных индикаторов почвенных функций. С учетом прогресса в области молекулярно-биологических методов, количество различных микробиологических показателей почвы, несомненно, будет увеличиваться, а ключевой задачей должен стать тщательный отбор параметров, которые обладают наилучшей применимостью в качестве индикаторов экологических функций почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке Российской Федерации (соглашение с Минобрнауки РФ № 075-15-2020-805 от 02 октября 2020 г.)

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Рыжова И.М., Бочарникова Е.О., Стольникова Е.В.* Углерод микробной биомассы и микробное продуцирование двуокиси углерода дерново-подзолистыми почвами постагрогенных биогеоценозов и коренных ельников южной тайги (Костромская область) // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1108–1116.
2. *Ананьева Н.Д., Сушко С.В., Иващенко К.В., Васенев В.И.* Микробное дыхание почв подтайги и лесостепи европейской части России: полевой и лабораторный подходы // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1276–1286. https://doi.org/10.31857/S0032180X20100044
3. *Благодатская Е.В., Семенов М.В., Якушев А.В.* Активность и биомасса почвенных микроорганизмов в изменяющихся условиях окружающей среды. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2016.
4. *Горленко М.В., Кожевин П.А.* Мультисубстратное тестирование природных микробных сообществ. М.: МАКС Пресс, 2005. 88 с.
5. *Громова М.С., Матвиенко А.И., Макаров М.И., Ченг Ш.К., Меняйло О.В.* Температурная чувствительность (Q 10) базального дыхания как функция количества доступного углеродного субстрата, температуры и влажности // Почвоведение. 2020. № 3. С. 366–371.
6. *Денисова Т.В., Казеев К.Ш., Колесников С.И., Вальков В.Ф.* Влияние гамма-излучения на биологические свойства почвы (на примере чернозема обыкновенного) // Почвоведение. 2005. № 7. С. 877–881.
7. *Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А, Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умаров М.М.* Роль микроорганизмов в

экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1087.

8. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Почва в биосфере и экосистемах (экологическое значение почв). М.: Наука, 1990. 261 с.
9. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Сохранение почв как незаменимого компонента биосферы. М.: Наука, 2000. 179 с.
10. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Экологические функции почвы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 136 с.
11. *Евдокимов И.В.* Методы определения биомассы почвенных микроорганизмов // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2018. № 3(3). С. 1–20. https://doi.org/10.21685/2500-0578-2018-3-5
12. *Заварзин Г.А., Кудеяров В.Н.* Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. С. 315.
13. *Задорожний А.Н., Семенов М.В., Ходжаева А.К., Семенов В.М.* Почвенные процессы продукции, потребления и эмиссии парниковых газов // Агрохимия. 2010. № 10. С. 75–92.
14. *Иванова Е.А., Першина Е.В., Карпова Д.В., Тхакахова А.К., Железова А.Д., Рогова О.Б., Семенов М.В., Стифеев А.И., Никитин Д.А., Колганова Т.В., Андронов Е.Е.* Прокариотные сообщества почвогрунтов отвалов курской магнитной аномалии // Экологическая генетика. 2020. № 18(3). С. 331–342. https://doi.org/10.17816/ecogen17901
15. *Казеев К.Ш., Лосева Е.С., Боровикова Л.Г., Колесников С.И.* Влияние загрязнения современными пестицидами на биологическую активность чернозема обыкновенного // Агрохимия. 2010. № 11. С. 39–44.
16. *Кирюшин В.И.* Экологические функции ландшафта // Почвоведение. 2018. № 1. С. 17–25. https://doi.org/10.7868/S0032180X17010026
17. *Корнейкова М.В., Никитин Д.А.* Качественные и количественные характеристики почвенного микробиома в зоне воздействия выбросов Кандалакшского алюминиевого завода // Почвоведение. 2021. № 6. С. 725–734. https://doi.org/10.31857/S0032180X21060083
18. *Кудеяров В.Н.* Дыхание почв и биогенный сток углекислого газа на территории России (аналитический обзор) // Почвоведение. 2018. № 6. С. 643–658. https://doi.org/10.7868/S0032180X18060011
19. *Кутовая О.В., Тхакахова А.К., Семенов М.В., Чернов Т.И., Ксенофонтова Н.А., Железова А.Д., Гаджиумаров Р.Г., Стукалов Р.С., Иванова Е.А., Никитин Д.А.* Сравнительная оценка влияния нулевой и традиционной обработки на биологическую активность агрочерноземов Ставропольского края // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2019. № 100. С. 159–189. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2019-100-159-189
20. *Лаврентьева Е.В., Семенов А.М., Зеленев В.В., Чжун Ю., Семенова Е.В., Семенов В.М., Намсараев Б.Б., Ван Бругген А.К.Х.* Ежедневная динамика целлюлазной активности в пахотной почве в зависимости от обработки // Почвоведение. 2009. № 8. С. 1–10.
21. *Лысак Л.В., Лапыгина Е.В.* Разнообразие бактериальных сообществ городских почв // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1108–1114. https://doi.org/10.1134/S0032180X18090071
22. *Мэгарран Э.* Экологическое разнообразие и его измерение. М.: Мир, 1992. 184 с.
23. *Никитин Д.А., Иванова Е.А., Железова А.Д., Семенов М.В., Гаджиумаров Р.Г., Тхакахова А.К., Чернов Т.И., Ксенофонтова Н.А., Кутовая О.В.* Оценка влияния технологии no-till и вспашки на микробиом южных агрочерноземов // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1508–1520. https://doi.org/10.31857/S0032180X20120084
24. *Никитин Д.А., Лысак Л.В., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Зазовская Э.П., Горячкин С.В.* Микробная биомасса, запасы углерода и эмиссия CO_2 в почвах Земли Франца-Иосифа: высокоарктические тундры или полярные пустыни? // Почвоведение. 2020. № 4. С. 444–462. https://doi.org/10.31857/S0032180X20040115
25. *Никитин Д.А., Семенов М.В., Железова А.Д., Кутовая О.В.* Влияние технологии no-till на численность и таксономический состав микроскопических грибов в южных агрочерноземах // Микология и фитопатология. 2021. Т. 55. № 3. С. 189–202. https://doi.org/10.31857/S0026364821030077
26. *Одум Ю.* Экология / Под ред. В.Е. Соколова. М.: Мир, 1986. Т. 2. С. 133–134. 376 с.
27. *Полянская Л.М., Пинчук И.П., Степанов А.Л.* Сравнительный анализ методов люминесцентной микроскопии и каскадной фильтрации для оценки численности и биомассы бактерий в почве: роль разведения почвенной суспензии // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1216–1219. https://doi.org/10.7868/S0032180X17100082
28. *Семенов А.М., Соколов М.С.* Концепция здоровья почвы: фундаментально-прикладные аспекты обоснования критериев оценки // Агрохимия. 2016. № 1. С. 3–16.
29. *Семенов В.М.* Функции углерода в минерализационно-иммобилизационном обороте азота в почве // Агрохимия. 2020. № 6. С. 78–96. https://doi.org/10.31857/S0002188120060101
30. *Семенов В.М., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А., Ходжаева А.К.* Биокинетическая индикация минерализуемого пула органического вещества почвы // Почвоведение. 2007. № 11. С. 1352–1361.
31. *Семенов В.М., Когут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
32. *Семенов В.М., Когут Б.М., Зинякова Н.Б., Масютенко Н.П., Малюкова Л.С., Лебедева Т.Н., Тулина А.С.* Биологически активное органическое вещество в почвах европейской части России // Почвоведение. 2018. № 4. С. 457–472.
33. *Семенов В.М., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Хромычкина Д.П., Семенова Н.А.* Разложение растительных остатков и формирование активного органического вещества в почве инкубационных экспериментов // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1172–1184. https://doi.org/10.1134/S0032180X19100113

34. *Семенов В.М., Тулина А.С.* Сравнительная характеристика минерализуемого пула органического вещества в почвах природных и сельскохозяйственных экосистем // Агрохимия. 2011. № 12. С. 53–63.

35. *Семенов М.В.* Метабаркодинг и метагеномика в почвенно-экологических исследованиях: успехи, проблемы и возможности // Журн. общ. биол. 2019. Т. 80. № 6. С. 403–417. https://doi.org/10.1134/S004445961906006X

36. *Семенов М.В., Стольникова Е.В., Ананьева Н.Д., Иващенко К.В.* Структура микробного сообщества почвы катены правобережья р. Оки // Изв. РАН. Сер. Биол. 2013. № 3. С. 266–274.

37. *Смит С.Э., Рид Д.Д.* Микоризный симбиоз. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2012.

38. *Соколов М.С., Марченко А.И., Санин С.С., Торопова Е.Ю., Чулкина В.А., Захаров А.Ф.* Здоровье почвы агроценозов как атрибут ее качества и устойчивости к биотическим и абиотическим стрессорам // Известия ТСХА. 2009. № 1. С. 13–22.

39. *Соколов М.С., Спиридонов Ю.Я., Торопова Е.Ю., Глинушкин А.П., Семенов А.М.* Экологические и фитосанитарные функции почвенного органического вещества (проблемно-аналитический обзор) // Агрохимия. 2018. № 5. С. 79–96.

40. Статистика ущерба, наносимого сельскохозяйственным культурам, по данным ООН (ФАО). http://www.fao.org/statistics (дата обращения: 12.11.2017).

41. *Степанов А.Л., Лысак Л.В.* Методы газовой хроматографии в почвенной микробиологии: учебно-методическое пособие. М.: МАКС Пресс, 2002.

42. *Торопова Е.Ю., Соколов М.С., Глинушкин А.П.* Индукция супрессивности почвы-важнейший фактор лимитирования вредоносности корневых инфекций // Агрохимия. 2016. № 8. С. 44–55.

43. *Умаров М.М., Кураков А.В., Степанов А.Л.* Микробиологическая трансформация азота в почве. М.: ГЕОС, 2007. 136 с.

44. *Чернов Т.И., Тхакахова А.К., Кутовая О.В.* Оценка различных индексов разнообразия для характеристики почвенного прокариотного сообщества по данным метагеномного анализа // Почвоведение. 2015. № 4. С. 462–462. https://doi.org/10.7868/S0032180X15040036

45. *Чернов Ю.И.* Биологическое разнообразие: сущность и проблемы // Успехи современной биологии. 1991. Т. 111. № 4. С. 499–509.

46. *Эмер Н.Р., Костина Н.В., Голиченков М.В., Нетрусов А.И.* Динамика активности денитрификации и аммонификации в залежной и интенсивно возделываемой серой лесной почве (Тульская область) // Почвоведение. 2017. № 4. С. 449–456. https://doi.org/10.7868/S0032180X17040037

47. *Adhikari K., Hartemink A. E.* Linking soils to ecosystem services – A global review // Geoderma. 2016. V. 262. P. 101–111.

48. *Alkemade R., Van Oorschot M., Miles L., Nellemann C., Bakkenes, M., Ten Brink B.* GLOBIO3: a framework to investigate options for reducing global terrestrial biodiversity loss // Ecosystems. 2009. V. 12. № 3. P. 374–390.

49. *Anderson T.H., Domsch K.H.* Soil microbial biomass: the eco-physiological approach // Soil Biol. Biochem. 2010. V. 42. № 12. P. 2039–2043.

50. *Aslam S., Tahir A., Aslam M.F., Alam M.W., Shedayi A.A., Sadia S.* Recent advances in molecular techniques for the identification of phytopathogenic fungi–a mini review // J. Plant Interactions. 2017. V. 12(1). P. 493–504. https://doi.org/10.1080/17429145.2017.1397205

51. *Augé R.M., Toler H.D., Saxton A.M.* Arbuscular mycorrhizal symbiosis alters stomatal conductance of host plants more under drought than under amply watered conditions: a meta-analysis // Mycorrhiza. 2015. V. 25(1). P. 13–24.

52. *Babur E.* Effects of parent material on soil microbial biomass carbon and basal respiration within young afforested areas // Scand. J. Forest Res. 2019. V. 34(2). P. 94–101.

53. *Baldrian P.* Microbial enzyme-catalyzed processes in soils and their analysis // Plant, Soil and Environment. 2009. V. 55(9). P. 370–378.

54. *Baveye P.C.* To sequence or not to sequence the whole-soil metagenome? // Nature Rev. Microbiology. 2009. V. 7(10). P. 756–756. https://doi.org/10.1038/nrmicro2119-c2

55. *Bebbington J., Unerman J.* Achieving the United Nations sustainable development goals // Accounting, Auditing & Accountability. 2018. V. 31(1). P. 2–24. https://doi.org/10.1108/AAAJ-05-2017-2929

56. *Bhargava P., Singh A.K., Goel R.* Microbes: bioresource in agriculture and environmental sustainability // Plant-microbe interactions in agro-ecological perspectives. 2017. P. 361–376. https://doi.org/10.1007/978-981-10-5813-4_18

57. *Blagodatskaya E., Kuzyakov Y.* Active microorganisms in soil: critical review of estimation criteria and approaches // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 67. P. 192–211. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.08.024

58. *Blum W.E.H.* Functions of soil for society and the environment // Rev. Environ. Sci. Bio/Technology. 2005. V. 4(3). P. 75–79. https://doi.org/10.1007/s11157-005-2236-x

59. *Burns R., DeForest J., Marxsen J., Sinsabaugh R., Stromberger M., Wallenstein M., Weintraub M., Zoppini A.* Soil enzymes in a changing environment: current knowledge and future directions // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 58. P. 216–234. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.11.009

60. *Capone D.G., Montoya J.P.* Nitrogen fixation and denitrification // Methods in microbiology. 2001. V. 30. P. 501–515. https://doi.org/10.1016/S0580-9517(01)30060-0

61. *Cardoso Filho J.A., Sobrinho R.R., Pascholati S.F.* Arbuscular mycorrhizal symbiosis and its role in plant nutrition in sustainable agriculture // Agriculturally important microbes for sustainable agriculture. Singapore: Springer, 2017. P. 129–164. https://doi.org/10.1007/978-981-10-5343-6_5

62. *Cha J.Y., Han S., Hong H.J., Cho H., Kim D., Kwon Y., Kwon S.K., Crüsemann M., Lee Y.B., Kim J.F., Giaever G.* Microbial and biochemical basis of a Fusarium wilt-suppressive soil // ISME J. 2016. V. 10(1). P. 119–129.

63. *Coonan E.C., Kirkby C.A., Kirkegaard J.A., Amidy M.R., Strong C.L., Richardson A.E.* Microorganisms and nutrient stoichiometry as mediators of soil organic matter dynamics // Nutrient Cycling in Agroecosystems. 2020. V. 117. P. 273–298. https://doi.org/10.1007/s10705-020-10076-8

64. *Corradi N., Bonfante P.* The arbuscular mycorrhizal symbiosis: origin and evolution of a beneficial plant infection // PLoS Pathog. 2012. V. 8(4). P. e1002600. https://doi.org/10.1371/journal.ppat.1002600

65. *Dai Z., Liu G., Chen H., Chen C., Wang J., Ai S. et al.* Long-term nutrient inputs shift soil microbial functional profiles of phosphorus cycling in diverse agroecosystems // ISME J. 2020. V. 14(3). P. 757–770.

66. *Daws S.C., Cline L.A., Rotenberry J., Sadowsky M.J., Staley C., Dalzell B., Kennedy P.G.* Do shared traits create the same fates? Examining the link between morphological type and the biogeography of fungal and bacterial communities // Fungal Ecology. 2020. V. 46. P. 100948.

67. *De Corato U.* Disease-suppressive compost enhances natural soil suppressiveness against soil-borne plant pathogens: A critical review // Rhizosphere. 2020. V. 13. P. 100192. https://doi.org/10.1016/j.rhisph.2020.100192

68. *Delgado-Baquerizo M., Oliverio A.M., Brewer T.E., Benavent-González A., Eldridge D.J., Bardgett R.D., Maestre F.T., Singh B.K., Fierer N.* A global atlas of the dominant bacteria found in soil // Science. 2018. V. 359(6373). P. 320–325. https://doi.org/10.1126/science.aap9516

69. *Drobnik T., Greiner L., Keller A., Grêt-Regamey A.* Soil quality indicators—From soil functions to ecosystem services // Ecological indicators. 2018. V. 94. P. 151–169. https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.06.052

70. *Fernandes S.A.P., Bettiol W., Cerri C.C.* Effect of sewage sludge on microbial biomass, basal respiration, metabolic quotient and soil enzymatic activity // Appl. Soil Ecol. 2005. V. 30(1). P. 65–77.

71. *Fierer N., Wood S.A., de Mesquita C.P.B.* How microbes can, and cannot, be used to assess soil health // Soil Biol. Biochem. 2021. V. 153. P. 108111. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.108111

72. *Fraser T.D., Lynch D.H., Gaiero J., Khosla K., Dunfield K.E.* Quantification of bacterial non-specific acid (phoC) and alkaline (phoD) phosphatase genes in bulk and rhizosphere soil from organically managed soybean fields // Appl. Soil Ecol. 2017. V. 111. P. 48–56. https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2016.11.013

73. *Gomiero T.* Soil degradation, land scarcity and food security: Reviewing a complex challenge // Sustainability. 2016. V. 8(3). P. 281. https://doi.org/10.3390/su8030281

74. *Guo J., Ling N., Chen H., Zhu C., Kong Y., Wang M., Shen Q., Guo S.* Distinct drivers of activity, abundance, diversity and composition of ammonia-oxidizers: evidence from a long-term field experiment // Soil Biol. Biochem. 2017. V. 115. P. 403–414. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.09.007

75. *Hallin S., Jones C.M., Schloter M., Philippot L.* Relationship between N-cycling communities and ecosystem functioning in a 50-year-old fertilization experiment // ISME J. 2009. V. 3. P. 597–605. https://doi.org/10.1038/Ismej.2008.128

76. *Hamilton J.P., Neeno-Eckwall E.C., Adhikari B.N., Perna N.T., Tisserat N., Leach J.E., Levesque C.A., Buell C.R.* The Comprehensive Phytopathogen Genomics Resource: a web-based resource for data-mining plant pathogen genomes // Database. 2011. V. 2011. https://doi.org/10.1093/database/bar053

77. *Haslmayr H.P., Geitner C., Sutor G., Knoll A., Baumgarten A.* Soil function evaluation in Austria—development, concepts and examples // Geoderma. 2016. V. 264. P. 379–387.

78. *Heuer H., Smalla K.* Application of denaturing gradient gel electrophoresis and temperature gradient gel electrophoresis for studying soil microbial communities // Modern Soil Microbiology. Amsterdam, Netherlands. 1997. P. 353–373.

79. *Hinsinger P., Herrmann L., Lesueur D., Robin A., Trap J., Waithaisong K., Plassard C.* Impact of roots, microorganisms and microfauna on the fate of soil phosphorus in the rhizosphere // Annual Plant Rev. Online. 2018. P. 377–407. https://doi.org/10.1002/9781119312994.apr0528

80. *Horwath W.R.* The role of the soil microbial biomass in cycling nutrients // Microbial Biomass: A Paradigm Shift in Terrestrial Biogeochemistry. World scientific, 2017. P. 41–66.

81. *Jabiol J., Colas F., Guérold F.* Cotton-strip assays: Let's move on to eco-friendly biomonitoring! // Water Res. 2020. V. 170. P. 115295. https://doi.org/10.1016/j.watres.2019.115295

82. *Jacoby R., Peukert M., Succurro A., Koprivova A., Kopriva S.* The role of soil microorganisms in plant mineral nutrition—current knowledge and future directions // Frontiers in Plant Science. 2017. V. 8. P. 1617. https://doi.org/10.3389/fpls.2017.01617

83. *Janvier C., Villeneuve F., Alabouvette C., Edel-Hermann V., Mateille T., Steinberg C.* Soil health through soil disease suppression: which strategy from descriptors to indicators? // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39(1). P. 1–23.

84. *Jeffery S., Gardi C.* Soil biodiversity under threat — a review // Acta Societatis Zoologicae Bohemicae. České Budějovice, 2010. V. 74(1–2). P. 7–12.

85. *Kapoor R., Evelin H., Mathur P., Giri B.* Arbuscular mycorrhiza: approaches for abiotic stress tolerance in crop plants for sustainable agriculture // Plant acclimation to environmental stress. N.Y.: Springer, 2013. P. 359–401. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-5001-6_14

86. *Karlen D.L., Rice C.W.* Soil degradation: Will humankind ever learn? // Sustainability. 2015. V. 7(9). P. 12490–12501. https://doi.org/10.3390/su70912490

87. *Klein E., Ofek M., Katan J., Minz D., Gamliel A.* Soil suppressiveness to Fusarium disease: shifts in root microbiome associated with reduction of pathogen root colonization // Phytopathology. 2013. V. 103(1). P. 23–33. https://doi.org/10.1094/PHYTO-12-11-0349

88. *Kotroczó Z., Veres Z., Fekete I., Krakomperger Z., Tóth J.A., Lajth K., Tóthmérész B.* Soil enzyme activity in response to long-term organic matter manipulation // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 70. P. 237–243.

89. *Lecerf A., Chauvet E.* Intraspecific variability in leaf traits strongly affects alder leaf decomposition in a stream // Basic Appl. Ecol. 2008. V. 9(5). P. 598–605. https://doi.org/10.1016/j.baae.2007.11.003

90. *Lehman R.M., Acosta-Martinez V., Buyer J.S., Cambardella C.A., Collins H.P., Ducey T.F., et al.* Soil biology for resilient, healthy soil // J. Soil Water Conservation. 2015. V. 70(1). P. 12A–18A. https://doi.org/10.2489/jswc.70.1.12A

91. *Liu B., Li Y., Zhang X., Wang J., Gao M.* Effects of chlortetracycline on soil microbial communities: Comparisons of enzyme activities to the functional diversity via Biolog EcoPlates // Eur. J Soil Biol. 2015. V. 68. P. 69–76.

92. *Liu H., Xiong W., Zhang R., Hang X., Wang D., Li R., Shen Q.* Continuous application of different organic additives can suppress tomato disease by inducing the healthy rhizospheric microbiota through alterations to the bulk soil microflora // Plant and Soil. 2018. V. 423(1). P. 229–240. https://doi.org/10.1007/s11104-017-3504-6

93. *Loeppmann S., Semenov M., Kuzyakov Y., Blagodatskaya E.* Shift from dormancy to microbial growth revealed by RNA: DNA ratio // Ecological Indicators. 2018. V. 85. P. 603–612. https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.11.020

94. *Lucas J.A.* Plant pathology and plant pathogens. John Wiley & Sons, 2020.

95. *Makoi J.H.J.R., Ndakidemi P.A.* Selected soil enzymes: examples of their potential roles in the ecosystem // Afr. J. Biotechnol. 2008. V. 7(3). P. 181–191.

96. *Mazzola M.* Assessment and management of soil microbial community structure for disease suppression // Annu. Rev. Phytopathol. 2004. V. 42. P. 35–59.

97. *Mazzola M.* Mechanisms of natural soil suppressiveness to soilborne diseases // Antonie van Leeuwenhoek. 2002. V. 81(1). P. 557–564. https://doi.org/10.1023/A:1020557523557

98. *McCluskey K.* Plant pathology related culture collection resources // APSnet Features Online. 2003. https://doi.org/10.1094/ APSnetFeature-2003-1203

99. *Messiha N.A.S., Van Diepeningen A.D., Farag N.S., Abdallah S.A., Janse J.D., Van Bruggen A.H.C.* Stenotrophomonas maltophilia: a new potential biocontrol agent of Ralstonia solanacearum, causal agent of potato brown rot // Eur. J. Plant Pathology. 2007. V. 118(3). P. 211–225. https://doi.org/10.1007/s10658-007-9136-6

100. *Metzker M.L.* Sequencing technologies–the next generation // Nature Rev. Genetics. 2010. V. 11(1). P. 31–46. https://doi.org/10.1038/nrg2626

101. *Muyzer G., De Waal E.C., Uitterlinden A.G.* Profiling of complex microbial populations by denaturing gradient gel electrophoresis analysis of polymerase chain reaction-amplified genes coding for 16S rRNA // Appl. Environ. Microbiol. 1993. V. 59(3). P. 695.

102. *Nannipieri P., Giagnoni L., Landi L., Renella G.* Role of phosphatase enzymes in soil // Phosphorus in action, Springer, Berlin, Heidelberg. 2011. P. 215–243. https://doi.org/10.1007/978-3-642-15271-9

103. *Nielsen M.N., Winding A., Binnerup S.* NERI Technical Report No. 388 National Environmental Research Institute, Denmark (2002) // Microorganisms as indicators of soil health. 2002. P. 1–85.

104. *Olsson P.A.* Signature fatty acids provide tools for determination of the distribution and interactions of mycorrhizal fungi in soil // FEMS Microbiology Ecology. 1999. V. 29(4). P. 303–310. https://doi.org/10.1016/S0168-6496(99)00021-5

105. *Ouyang Y., Evans S.E., Friesen M.L., Tiemann L.K.* Effect of nitrogen fertilization on the abundance of nitrogen cycling genes in agricultural soils: A meta-analysis of field studies // Soil Biol. Biochem. 2018. V. 127. P. 71–78. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.08.024

106. *Pedro H., Maheswari U., Urban M., Irvine A.G., Cuzick A., McDowall M.D., Staines D.M., Kulesha E., Hammond-Kosack K.E., Kersey P.J.* PhytoPath: an integrative resource for plant pathogen genomics // Nucleic Acids Research. 2016. V. 44(D1). P. D688–D693. https://doi.org/10.1093/nar/gkv1052

107. *Pell M., Stenström J., Granhall U.* Soil Respiration // Microbiological Methods for assesing soil quality / Ed. J. Bloem et al. Cambridge: Cabi Publishing, 2005. P. 117–126.

108. *Philippot L., Hallin S., Schloter M.* Ecology of denitrifying prokaryotes in agricultural soil // Adv. Agronomy. 2007. V. 96. P. 249–305. https://doi.org/10.1016/S0065-2113(07)96003-4

109. *Phillips H.R.P., Guerra C.A., Bartz M.L.C., Briones M.J.I., Brown G., Crowther T.W., Ferlian O. et al.* Global distribution of earthworm diversity // Science. 2019. V. 366(6464). P. 480–485.

110. *Pichardo S.T., Su Y., Han F.X.* The potential effects of arbuscular mycorrhizae (AM) on the uptake of heavy metals by plants from contaminated soils // J. Bioremed. Biodeg. 2012. V. 3(10). P. 1–4. https://doi.org/10.4172/2155-6199.1000e124

111. *Poly F., Ranjard L., Nazaret S., Gourbière F., Jocteur Monrozier L.* Comparison of nifH gene pools in soils and soil microenvironments with contrasting properties // Appl. Environ. Microbiol. 2001. V. 67(5). P. 2255. https://doi.org/10.1128/AEM.67.5.2255-2262.2001

112. *Pozo M.J., López-Ráez J.A., Azcón-Aguilar C., García-Garrido J.M.* Phytohormones as integrators of environmental signals in the regulation of mycorrhizal symbioses // New Phytologist. 2015. V. 205(4). P. 1431–1436. https://doi.org/10.1111/nph.13252

113. *Qiu M., Li S., Zhou X., Cui X., Vivanco J.M., Zhang N., Shen Q., Zhang R.* De-coupling of root–microbiome associations followed by antagonist inoculation improves rhizosphere soil suppressiveness // Biology Fertility Soils. 2014. V. 50(2). P. 217–224. https://doi.org/10.1007/s00374-013-0835-1

114. *Quince C., Walker A.W., Simpson J.T., Loman N.J., Segata N.* Shotgun metagenomics, from sampling to analysis // Nature Biotechnology. 2017. V. 35(9).

P. 833–844.
https://doi.org/10.1038/nbt.3935

115. *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.
https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.11.009

116. *Redecker D., Hijri I., Wiemken A.* Molecular identification of arbuscular mycorrhizal fungi in roots: perspectives and problems // Folia Geobotanica. 2003. V. 38(2). P. 113–124.
https://doi.org/10.1007/BF02803144

117. *Rillig M.C., Lehmann A., Lehmann J., Camenzind T., Rauh C.* Soil biodiversity effects from field to fork // Trends in Plant Science. 2018. V. 23(1). P. 17–24.

118. *Robertson G., Groffman P.* Nitrogen transformations / Ed. E.A. Paul // Soil Microbiology, Ecology, Biochemistry. 2007. V. 3. P. 341–364.
https://doi.org/10.1016/B978-0-08-047514-1.50017-2

119. *Rusu T., Moraru P.I.* Soil Tillage and Denitrification: Source from Depollution the Soil // Nitrogen in Agricultural Landscape. 2021. P. 40.

120. *Schloter M., Nannipieri P., Sørensen S.J., van Elsas J.D.* Microbial indicators for soil quality // Biology and Fertility of Soils. 2018. V. 54(1). P. 1–10.
https://doi.org/10.1007/s00374-017-1255-4

121. *Schnitzer S.A., Klironomos J.N., Hillerislambers J., Kinkel L.L., Reich P.B., Xiao K., Rillig M.C. et al.* Soil microbes drive the classic plant diversity–productivity pattern // Ecology. 2011. V. 92(2). P. 296–303.

122. *Semenov A.M., Bubnov I.A., Semenov V.M., Semenova E.V., Zelenev V.V., Semenova N.A.* Daily dynamics of bacterial numbers, CO_2 emissions from soil and relationships between their wave-like fluctuations and succession of the microbial community // Eurasian Soil Sci. 2013. V. 46(8). P. 869–884.
https://doi.org/10.1134/S1064229313080073

123. *Semenov M., Blagodatskaya E., Stepanov A., Kuzyakov Y.* DNA-based determination of soil microbial biomass in alkaline and carbonaceous soils of semi-arid climate // J Arid Environ. 2018. V. 150. P. 54–61.
https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2017.11.013

124. *Semenov M.V., Krasnov G.S., Semenov V.M., van Bruggen A.H.C.* Long-term fertilization rather than plant species shapes rhizosphere and bulk soil prokaryotic communities in agroecosystems // Appl. Soil Ecol. 2020. V. 154. Art. 103641.
https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2020.103641

125. *Setia R., Verma S.L., Marschner P.* Measuring microbial biomass carbon by direct extraction–comparison with chloroform fumigation-extraction // Eur. J. Soil Biol. 2012. V. 53. P. 103–106.
https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2012.09.005

126. *Sherene T.* Role of soil enzymes in nutrient transformation: A review // Bio Bull. 2017. V. 3(1). P. 109–131.

127. *Siegel-Hertz K., Edel-Hermann V., Chapelle E., Terrat S., Raaijmakers J.M., Steinberg C.* Comparative microbiome analysis of a Fusarium wilt suppressive soil and a Fusarium wilt conducive soil from the Châteaurenard region // Frontiers in Microbiology. 2018. V. 9. P. 568.
https://doi.org/10.3389/fmicb.2018.00568

128. *Singh U.S., Singh R.P.* Molecular methods in plant pathology. Boca Raton, Florida: CRC Press, 2017.

129. *Sinsabaugh R.L., Lauber C.L., Weintraub M.N., Ahmed B., Allison S.D., Crenshaw C., Contosta A.R., et al.* Stoichiometry of soil enzyme activity at global scale // Ecology Lett. 2008. V. 11(11). P. 1252–1264.

130. *Smith P., Lutfalla S., Riley W.J., Torn M.S., Schmidt M.W., Soussana J.F.* The changing faces of soil organic matter research // Eur. J. Soil Sci. 2018. V. 69(1). P. 23–30.
https://doi.org/10.1111/ejss.12500

131. *Smith C.J., McKew B.A., Coggan A., Whitby C.* Primers: functional genes for nitrogen-cycling microbes in oil reservoirs // Hydrocarbon and Lipid Microbiology Protocols. Berlin: Springer, 2015. P. 207–241.
https://doi.org/10.1007/8623_2015_184

132. *Steen A.D., Crits-Christoph A., Carini P., DeAngelis K.M., Fierer N., Lloyd K.G., Thrash J.C.* High proportions of bacteria and archaea across most biomes remain uncultured // ISME J. 2019. V. 13(12). P. 3126–3130.
https://doi.org/10.1038/s41396-019-0484-y

133. *Sun L., Teramoto M., Liang N., Yazaki T., Hirano T.* Comparison of litter-bag and chamber methods for measuring CO_2 emissions from leaf litter decomposition in a temperate forest // J. Agricultural Meteorology. 2017. P. D-16-00012.
https://doi.org/10.30486/ijrowa.2020.1885285.1002

134. *Tate III R.L.* Soil microbiology. New Brunswick: John Wiley & Sons, 2020.

135. *Tate K.R.* (ed.). Microbial Biomass: A Paradigm Shift in Terrestrial Biogeochemistry / World Scientific. 2017.
https://doi.org/10.1142/q0038

136. *Tedersoo L., Bahram M., Põlme S., Kõljalg U., Yorou N.S., Wijesundera R., Villarreal Ruiz L. et al.* Global diversity and geography of soil fungi // Science. 2014. V. 346(6213). P. 1256688.
https://doi.org/10.1126/science.1256688

137. *Tibbett M., Fraser T.D., Duddigan S.* Identifying potential threats to soil biodiversity // PeerJ. 2020. V. 8. P. e9271.

138. *Tiegs S.D., Langhans S.D., Tockner K., Gessner M.O.* Cotton strips as a leaf surrogate to measure decomposition in river floodplain habitats // J. North Am. Benthol. Soc. 2007. V. 26(1). P. 70–77.

139. *Toropova E.Y., Kirichenko A.A., Stetsov G.Y., Suhomlinov V.Y.* Soil infections of grain crops with the use of the resource-saving technologies in Western Siberia, Russia // Biosci. Biotechnol. Res. Asia. 2015. V. 12(2). P. 1081.
https://doi.org/10.13005/bbra/1761

140. *Tringe S.G., Hugenholtz P.* A renaissance for the pioneering 16S rRNA gene // Current Opinion Microbiol. 2008. V. 11(5). P. 442–446.
https://doi.org/10.1016/j.mib.2008.09.011

141. *Van Agtmaal M., Straathof A.L., Termorshuizen A., Lievens B., Hoffland E., de Boer W.* Volatile-mediated suppression of plant pathogens is related to soil properties and microbial community composition // Soil Biol. Biochem. 2018. V. 117. P. 164–174.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.11.015

142. *Van Bruggen A.H.C., He M., Zelenev V.V., Semenov V.M., Semenov A.M., Semenova E.V. et al.* Relationships between greenhouse gas emissions and cultivable bacterial populations in conventional, organic and long-term grass plots as affected by environmental variables

and disturbances // Soil Biol. Biochem. 2017. V. 114. P. 145–159.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.07.014

143. *Van der Plank J.E.* Plant diseases: epidemics and control. Elsevier, 2013.
144. *Van den Hoogen J., Geisen S., Routh D., Ferris H., Traunspurger W. et al.* Soil nematode abundance and functional group composition at a global scale // Nature. 2019. V. 572(7768). P. 194–198.
145. *Verzeaux J., Hirel B., Dubois F., Lea P.J., Tétu T.* Agricultural practices to improve nitrogen use efficiency through the use of arbuscular mycorrhizae: basic and agronomic aspects // Plant Sci. 2017. V. 264. P. 48–56.
https://doi.org/10.1016/j.plantsci.2017.08.004
146. *Walters K.E., Martiny J.B.H.* Alpha-, beta-, and gamma-diversity of bacteria varies across habitats // Plos one. 2020. V. 15(9). P. e0233872.
147. *Wessén E., Hallin S.* Abundance of archaeal and bacterial ammonia oxidizers – Possible bioindicator for soil monitoring // Ecol. Indic. 2011. V. 11. P. 1696–1698.
https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2011.04.018
148. *Wetzel K., Silva G., Matczinski U., Oehl F., Fester T.* Superior differentiation of arbuscular mycorrhizal fungal communities from till and no-till plots by morphological spore identification when compared to T-RFLP // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 72. P. 88–96.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.01.033
149. *Xu M., Shang H.* Contribution of soil respiration to the global carbon equation // J Plant Physiology. 2016. V. 203. P. 16–28.
https://doi.org/10.1016/j.jplph.2016.08.007
150. *Xue D., Yao H., Ge D., Cy H.* Soil microbial community structure in diverse land use systems: a comparative study using Biolog, DGGE, and PLFA analyses // Pedosphere. 2008. V. 18(5). P. 653–663.
151. *Yadessa G.B., Van Bruggen A.H.C., Ocho F.L.* Effects of different soil amendments on bacterial wilt caused by Ralstonia solanacearum and on the yield of tomato // J. Plant Pathology. 2010. P. 439–450.
152. *Yevdokimov I., Larionova A., Blagodatskaya E.* Microbial immobilisation of phosphorus in soils exposed to drying-rewetting and freeze-thawing cycles // Biol. Fertil. Soils. 2016. V. 52(5). P. 685–696.
https://doi.org/10.1007/s00374-016-1112-x
153. *Zhou Z., Wang C., Luo Y.* Meta-analysis of the impacts of global change factors on soil microbial diversity and functionality // Nature Comm. 2020. V. 11(1). P. 1–10.

Microbiological Indicators of Ecological Functions of Soils

D. A. Nikitin[1,*], M. V. Semenov[1], T. I. Chernov[1], N. A. Ksenofontova[1], A. D. Zhelezova[1], E. A. Ivanova[1], N. B. Khitrov[1], and A. L. Stepanov[2]

[1] *Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*
[2] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*
**e-mail: dimnik90@mail.ru*

The review summarizes the most relevant microbiological indicators that can serve as indicators of ecological functions of soils: bioresource, phytosanitary, as well as the functions of carbon transformation and plant root nutrition. To characterize the bioresource function of soils, indices of diversity and taxonomic structure of microbial communities, as well as abundance of certain groups of microorganisms, are estimated. Main microbiological indicators of carbon transformation are the carbon content of the microbial biomass, ratio of biomass of bacteria and fungi, soil respiration, enzymatic activity, and rate of decomposition of soil organic matter. Optimal microbiological indicators of function of soil as a source of root nutrition for plants are activity of enzymes associated with processes of nitrogen and phosphorus cycles, as well as molecular species-specific markers of arbsuscular mycorrhiza. Indicators of the phytosanitary function of soil can be indicators of number of copies of genes of phytopathogens and their antagonists. Since today problems of microbiological indication of soil functions remain high variability of some indicators and complexity of their interpretation, key task should be a careful selection of parameters that have best applicability as indicators of ecological functions of soils.

Keywords: biodiversity, carbon transformation, root nutrition of plants, soil suppression

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 244–251

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.46

ВЛИЯНИЕ КЕРОСИНА НА ЦЕЛЛЮЛОЗОЛИТИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ И ПЕСЧАНОЙ ПУСТЫННОЙ ПОЧВ (ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)[1]

© 2022 г. А. В. Шарапова[a], *, И. Н. Семенков[a], П. П. Кречетов[a], С. А. Леднев[a], Т. В. Королева[a]

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

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

Поступила в редакцию 25.02.2021 г.
После доработки 17.09.2021 г.
Принята к публикации 22.09.2021 г.

Представлены результаты лабораторного эксперимента по изучению влияния загрязнения керосином гумусового горизонта дерново-подзолистой (Albic Retisols, Калужская область, Россия) и песчаной пустынной (Arenosols, Кызылординская область, Республика Казахстан) почв на целлюлозолитическую активность микробиоценоза. Целлюлозолитическую активность оценивали по скорости потери массы льняного полотна в интервалах инкубирования 0–3, 3–7 и 7–13 месяцев. В незагрязненной дерново-подзолистой почве интенсивность целлюлозолитической активности больше, чем в песчаной пустынной почве, что обусловлено слабокислой реакцией среды, повышенным содержанием органического вещества и элементов питания. Загрязнение почв керосином в количестве до 10 г/кг вызывает обратимое изменение целлюлозолитической активности, как в дерново-подзолистой, так и в песчаной пустынной почвах. Высокие нагрузки керосина (от 25 г/кг) приводят к ингибированию целлюлозолитической активности в обеих почвах в течение 13-ти месяцев наблюдений.

Ключевые слова: загрязнение почв, легкогидролизуемые органические вещества, биохимическое окисление, дерново-подзолистая почва (Albic Retisols), песчаная пустынная почва (Arenosols)

DOI: 10.31857/S0032180X22020113

ВВЕДЕНИЕ

Устойчивое функционирование наземных экосистем в значительной мере обусловлено микробиологическими процессами, протекающими в почве. Поступление загрязняющих веществ очень часто подавляет биологическую активностью почв и, как следствие, вызывает деградацию или гибель всего биогеоценоза. Одним из процессов, определяющих интенсивность биологического круговорота веществ в экосистеме, является трансформация органических остатков, которая во многом зависит от активности целлюлозолитической группы микроорганизмов.

Целлюлозолитическая активность (**ЦА**) почв часто используется в качестве показателя биохимического окисления органических веществ [4, 11, 12, 30]. Данный показатель широко применяется для интегральной оценки экологических функций почв и интенсивности микробиологических процессов [7, 9]. Для исследования ЦА используют несколько видов тест-объектов: фильтровальную бумагу [6, 43, 52–54], хлопковую ткань [8, 49] или льняное полотно [35, 36]. Интенсивность разложения целлюлозы определяется на основе оценки изменения плотности материала тест-объекта [42, 51], площади сохранившегося материала [8], массы материала, съеденного микроорганизмами за определенный период инкубации [35, 36].

Величина ЦА определяется комплексом природно-экологических и антропогенных факторов. Многие авторы отмечают большое влияние на биологическую активность почв гидротермических условий и свойств загрязнителя. Интенсивность ЦА увеличивается по мере приближения к оптимуму гидротермических условий [1, 8, 15, 26, 35, 39, 51]. В засушливых областях с каштановыми почвами (Kastanozems) и сероземами (Calcisols) из-за дефицита влаги период биологической активности непродолжителен, что приводит к уменьшению интенсивности ЦА. Анализ данных о составе и численности разрушающих целлюлозу микроорганизмов показал, что в почвах холодных гумидных ландшафтов они представлены преимущественно грибами, тогда как в

[1] К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизированных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X22020113.

более южных широтах в их составе увеличивается доля актиномицетов [28].

ЦА антропогенно-нарушенных почв зависит от их природного (фонового) уровня биологической активности [17, 18, 24]. Загрязнение почв тяжелыми металлами или бензапиреном снижает биологическую активность [21, 30, 40], а внесение определенных доз минеральных удобрений, бурого угля и углеводородов часто, напротив, приводит к ее росту [2].

Ряд исследований посвящен влиянию на ЦА удобрений, способов обработки угодий и пастбищной дигрессии [3, 5, 32]. Увеличение содержание азота в почвах приводит к росту ЦА [31].

В почвах городских ландшафтов ЦА снижается при изъятии ежегодного опада и увеличении содержания загрязняющих веществ [17, 18, 24].

Влияние углеводородного загрязнения на ЦА чаще всего изучалось на почвах, загрязненных нефтью, мазутом, бензином, моторными маслами [21, 23, 34] и реже – керосином [10]. Высокая миграционная способность керосина и его токсичность для биоты определяет необходимость оценки допустимых нагрузок углеводородов данного типа на компоненты экосистем, особенно для территорий, примыкающих к аэродромам и космодромам [19, 25, 27, 37, 46, 47].

Цель исследования – оценка динамики целлюлозолитической активности загрязненных керосином почв лесных и пустынных ландшафтов в контролируемых гидротермических условиях.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Лабораторный эксперимент проводили с образцами гумусового горизонта дерново-подзолистой среднесуглинистой и песчаной пустынной почв (табл. S1). Образцы почв отобрали в зоне гумидных ландшафтов широколиственно-хвойных лесов (Боровский район Калужской области Российской Федерации) в районе расположения аэропорта “Ермолино” и аридных ландшафтов пустынь (Кызылординская область Республики Казахстан) на территории космодрома Байконур.

Дерново-подзолистая почва по сравнению с песчаной пустынной характеризуется более благоприятными условиями для функционирования почвенного микробиоценоза. Так, содержание аммония в ней больше, чем в пустынной песчаной почве в 10.6 раза, а фосфора в 3.9 раза. Благоприятными факторами для развития микроорганизмов являются высокое содержание органического углерода в гумусовом горизонте дерново-подзолистой почвы (в 10 раз) и слабокислая реакция среды. В гумусовом горизонте песчаной пустынной почвы реакция среды сильнощелочная, что приводит к уменьшению биомассы и разнообразию почвенных микроорганизмов.

Образцы гумусового горизонта массой около 20 кг, отобранные при естественной влажности, просеивали через сито с диаметром отверстий 3 мм, очищали от корней и других включений, высушивали до воздушно-сухого состояния. Перед началом лабораторного эксперимента образцы увлажняли до уровня 60% от предельной полевой влагоемкости из распылителя. Дистиллированную воду подавали небольшими порциями, почву тщательно перемешивали после каждой подачи для равномерного впитывания. Количество подаваемой воды контролировали взвешиванием. Влажность почвы, определенная перед внесением керосина гравиметрическим методом с высушиванием образцов при 105°С, составила для дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы 22.71 ± 0.53%, а для песчаной пустынной почвы – 5.21 ± 0.25%. По достижению нужного уровня влажности образцы оставляли в полиэтиленовом пакете на трое суток при температуре 18–22°С, периодически перемешивая для равномерного перераспределения влаги по всей массе почвы и активизации в ней микробиоценоза [16]. Перемешивание проводили осторожно, сохраняя почвенную структуру. Образец делили на 6 частей. Одну часть использовали в качестве контроля. В оставшиеся 5 образцов вносили различные дозы (1, 5, 10, 25 и 100 г/кг почвы) керосина марки ТС-1 (ГОСТ 10227-86). Углеводороды вносили равномерно по всей массе образца из распылителя в условиях постоянной гомогенизации. Количество внесенного керосина контролировали весовым методом. Нагрузки керосина выбраны согласно результатам исследований влияния керосина на растительность [47] и микробиоценоз [13]. Загрязненные и контрольные образцы почвы помещали в стеклянные емкости объемом 500 см^3 с герметично закрывающимися железными крышками. Каждый вариант нагрузки соответствовал одной емкости. Плотность дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы в сосуде – 0.92 ± 0.09 кг/дм^3, а песчаной пустынной почвы – 1.47 ± 0.04 кг/дм^3.

В почву, находящуюся в стеклянных сосудах, в трехкратной повторности помещали тест-объекты – фрагменты льняного полотна размером 6 × 4 см, предварительно высушенные до воздушно-сухого состояния и взвешенные на аналитических весах с точностью до четвертого знака после запятой, средней массой 0.7 ± 0.1 г. Эксперимент продолжался 13 мес. при температуре 18–22°С. Ежедневно контролировали температуру с использованием ртутного термометра. Раз в 5 дней банки открывали для проветривания и контролировали уровень влажности гравиметрическим методом. При уменьшении массы ее содержание восстанавливали, добавляя дистиллированную воду из распылителя (табл. S2).

Таблица 1. ЦА в почвах при разных нагрузках керосина, мг/(г сут)

Срок, мес.	ЦА в почве (мг/(г сут)) при нагрузке керосина, г/кг					
	0 (контроль)	1	5	10	25	100
Дерново-подзолистая почва (Albic Retisols)						
0–3	9.24 ± 0.27	6.50 ± 1.07	4.65 ± 0.57	2.36 ± 0.41	2.45 ± 0.08	2.86 ± 0.32
3–7	6.18 ± 0.67	7.30 ± 0.20	5.50 ± 0.89	2.66 ± 0.42	2.92 ± 0.24	0.40 ± 0.14
7–13	5.30 ± 0.06	5.59 ± 0.52	5.04 ± 0.50	5.50 ± 0.09	4.15 ± 0.73	3.22 ± 0.15
Песчаная пустынная почва (Arenosols)						
0–3	3.87 ± 0.29	2.06 ± 0.33	1.24 ± 0.19	1.05 ± 0.09	0.86 ± 0.02	0.78 ± 0.36
3–7	2.15 ± 0.14	1.89 ± 0.04	0.83 ± 0.04	1.15 ± 0.02	0.72 ± 0.09	1.29 ± 0.02
7–13	0.98 ± 0.15	1.40 ± 0.18	1.96 ± 0.32	0.76 ± 0.04	0.21 ± 0.11	0.76 ± 0.08

Примечание. Сведения о достоверности различий приведены в табл. S3.

Наблюдение за ЦА на протяжении всего эксперимента осуществляли последовательно в 3 срока инкубации: 0–3, 3–7 и 7–13 месяцев.[2] По истечению каждого срока проводили изъятие тест-объектов и закладку новой партии.

Изъятые из почвы фрагменты льняного полотна тщательно отмывали от твердых фаз, высушивали до воздушно-сухого состояния и взвешивали.

ЦА рассчитывали как среднюю скорость потери массы материала тест-объекта по отношению к его исходной массе за выбранный период наблюдений (0–3, 3–7 и 7–13 мес., в мг/(г сут)). Дополнительно сопоставляли полученные данные о разрушении льняного полотна с диапазонами по шкале интенсивности разрушения клетчатки (целлюлозы), предложенной Д.Г. Звягинцевым [16], выраженной в процентах в пересчете на 3 мес. инкубации.

Статистическую обработку данных выполняли в пакете Statistica. Для оценки значимости отличий выборочных средних применяли непараметрический тест Манна–Уитни для независимых переменных.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ и статистическая обработка полученных данных показали, что в обеих почвах ЦА отдельных вариантов загрязнения слабо варьирует: коэффициент вариации $Cv = 8–18\%$ во все сроки наблюдения. Максимальные значения $Cv = 51\%$ отмечены в наиболее загрязненных вариантах песчаной пустынной почвы в интервале наблюдения 7–13 мес.

Целлюлозолитическая активность чистых почв. Интенсивность разрушения целлюлозы в незагрязненных гумусовых горизонтах дерново-подзолистой почвы на протяжении всего эксперимента по шкале Д.Г. Звягинцева соответствует среднему, высокому и очень высокому уровню. Установлено уменьшение ЦА в дерново-подзолистой почве к концу эксперимента в 1.7 раза – от 9.2 до 5.3 мг/(г сут) (p-value 0.08). Данные значения близки к величинам, полученным в ходе измерения *in situ* в черноземах выщелоченных Среднерусской возвышенности [36] и коричневых почвах Крыма [8] (табл. 1, 2).

В песчаной пустынной почве интенсивность разложения целлюлозы максимальна в начале эксперимента и не выходит за пределы средней градации. На следующих сроках наблюдения (3–7 и 7–13 мес.) установлено резкое уменьшение ЦА до очень слабого уровня. Относительно дерново-подзолистой почвы эти показатели значимо меньше (p-value 0.08, $n = 3$). Наиболее значимые различия установлены между интервалами 0–3 и 7–13 мес., когда ЦА сократилась с 3.87 до 0.98 мг/(г сут) (p-value 0.08). Различия между первыми двумя сроками не значимы (p-value 0.66) (табл. S3, S4).

Такое уменьшение ЦА к концу эксперимента для обеих почв может быть связано с переходом микробиоценоза в состояние гомеостаза в условиях лабораторной модели, а также возможным уменьшением содержания доступных и необходимых для функционирования целлюлозолитических организмов элементов питания. Подтверждением последней гипотезы может служить уменьшение ЦА в более обеспеченной элементами питания дерново-подзолистой почве в 1.7 раза, тогда как в бедной песчаной пустынной почве это снижение достигает 3.9 раза. Меньшие значения ЦА в песчаной пустынной почве по сравнению с дерново-подзолистой в 2.4 (0–3 мес.) и 5.4 раза (7–13 мес.) могут объясняться спецификой микробного сообщества. Малое поступление растительных остатков в пустынных почвах и высокое значение pH оказывают неблагоприятное влияние на развитие целлю-

[2] Данные сроки были обусловлены невозможностью реализовать регулярные (каждые 3 мес.) наблюдения из-за ограничения доступа в лабораторию в условиях карантина из-за пандемии COVID-19.

Таблица 2. Интенсивность разрушения целлюлозы в почвах при разных нагрузках керосина, % от исходного веса тест-объекта в пересчете на 3 мес. инкубации

Срок, мес.	Нагрузка керосина, г/кг					
	0 (контроль)	1	5	10	25	100
Дерново-подзолистая почва (Albic Retisols)						
0–3	83 ± 2.5	58 ± 9.6	42 ± 5.2	21 ± 3.7	22 ± 0.7	26 ± 2.9
3–7	56 ± 6.0	66 ± 1.8	49 ± 8.0	24 ± 3.7	26 ± 2.2	4 ± 1.3
7–13	48 ± 0.6	50 ± 0.5	45 ± 4.5	50 ± 0.8	37 ± 6.5	29 ± 1.4
Песчаная пустынная почва (Arenosols)						
0–3	35 ± 2.6	19 ± 2.9	11 ± 1.7	9 ± 0.8	8 ± 0.1	6 ± 0.7
3–7	19 ± 1.3	17 ± 0.3	7 ± 0.4	10 ± 2.0	6 ± 0.8	12 ± 0.2
7–13	9 ± 1.4	13 ± 1.7	18 ± 2.8	7 ± 0.4	2 ± 1.0	7 ± 0.5

Примечание. Шкала интенсивности разрушения целлюлозы: менее 10 – очень слабая, 10–30 – слабая, 30–50 – средняя, 50–80 – сильная, более 80 – очень сильная [16].

лозолитических микроорганизмов. По мнению ряда авторов, ведущую роль в разложении целлюлозы играют почвенные микромицеты, для которых условия обитания в дерново-подзолистых почвах более благоприятны [29, 37].

Целлюлозолитическая активность дерново-подзолистой почвы, загрязненной керосином. Внесение керосина в дерново-подзолистую почву привело к подавлению ЦА в первые 3 мес. инкубации. В условиях низкой (1–5 г/кг) нагрузки установлено уменьшение интенсивности разложения целлюлозы относительно контроля с очень высокого до высокого уровня. ЦА уменьшилась с 9.2 до 5.6 мг/(г сут) (p-value 0.03). При внесении керосина в нагрузке 10–100 г/кг интенсивность разрушения целлюлозы уменьшилась до слабого уровня, а ЦА снизилась до 2.7 мг/(г сут) (p-value 0.02). В последующие сроки (3–7 и 7–13 мес.) в вариантах с низкой нагрузкой ЦА сопоставима с контрольными значениями (p-value 0.70–0.37). Интенсивность разложения целлюлозы остается на высоком уровне. При средней и высокой загрязненности керосином ЦА меньше фоновых значений (p-value 0.02–0.05), снижаясь до слабого и очень слабого уровня.

В конце эксперимента (7–13 мес.) интенсивность разрушения целлюлозы в контроле и всех вариантах загрязнения соответствует среднему уровню (29–50%). В условиях небольшого загрязнения почвы керосином ЦА сопоставима с результатами контрольного варианта. При высоком загрязнении (>25 г/кг) биологическая активность остается меньше контроля в 1.3–1.7 раза. Таким образом, в течение года после загрязнения керосином ЦА дерново-подзолистой почвы восстанавливается при нагрузках до 10 г/кг включительно. Анализ содержания остаточных количеств керосина показал его отсутствие через 7 мес. в вариантах с нагрузками 1 и 5 г/кг (<100 мг/кг). Через 13 мес. он обнаруживается только при нагрузках от 25 (270 ± 47 мг/кг) и 100 г/кг (1057 ± ± 314 мг/кг). Таким образом, восстановление ЦА обусловлено уменьшением содержания керосина в процессе эксперимента, что может быть связано, как с его частичным испарением при проветривании емкостей, так и с биологической трансформацией техногенных углеводородов.

Полученные результаты согласуются с данными многолетнего полевого эксперимента по моделированию воздействия керосина на ЦА дерново-подзолистых почв, где установлено снижение ЦА в течение первого года с последующей интенсификацией ЦА, возвращающейся к фоновым уровням через 4 года [10]. Сопоставимый уровень ингибирования разрушающих целлюлозу микроорганизмов получен при загрязнении нефтью естественных почв и искусственных грунтов [20, 33]. Для растительности смешанных лесов Дальнего Востока также установлена относительно слабая реакция на поступление керосина при нагрузке 1–5 г/кг и сильная реакция при нагрузке 25–500 г/кг [47].

Целлюлозолитическая активность песчаной пустынной почвы, загрязненной керосином. Внесение керосина в песчаную пустынную почву привело к уменьшению ЦА по мере увеличения нагрузки на протяжении первых трех месяцев эксперимента. По шкале Звягинцева [16] интенсивность разрушения целлюлозы во всех вариантах нагрузки соответствовала слабому и очень слабому уровню. ЦА при низкой нагрузке составляла 1.65 мг/(г сут), при средней – 1.05 мг/(г сут), а при высокой – 0.83 мг/(г сут), что значимо отличается от незагрязненного варианта (p-value < 0.03).

Полученные данные хорошо согласуются с ЦА почв суббореальных пустынь Казахстана, испытывающих комплексное техногенное воздействие (механическая турбация, загрязнение азотсодер-

жащими ракетными топливами, возгорание растительности), для которых установлено уменьшение ЦА в 2 раза и более по сравнению с фоном [46]. Уменьшение целлюлозолитической активности при незначительном (1 г/кг) углеводородном загрязнении показано для чернозема выщелоченного, серопесков и бурой горно-лесной почв [20].

В период 3–7 мес. ЦА почв с нагрузкой керосина от 1 до 10 г/кг стала сопоставимой с незагрязненными почвами (p-value 0.08). Большие дозы углеводородов ингибировали ЦА (p-value 0.03). На третьем сроке наблюдений (7–13 мес.) при нагрузке углеводородов в 1 и 5 г/кг выявлена стимуляция ЦА (p-value 0.03). ЦА в этих вариантах превысила величины, установленные для контрольных образцов в 1.4 и 2.0 раза соответственно. Внесение керосина в бедные органическим веществом почвы приводит к стимуляции углеводородокисляющих микроорганизмов. Данная часть микробиоценоза, в составе которой также присутствует значительное количество микромицетов, осуществляет трансформацию техногенных углеводородов с образованием низкомолекулярных органических соединений [37]. Увеличение доли микромицетов и обогащение почвы легкогидролизуемыми органическими веществами, по-видимому, может увеличивать ЦА.

При высоких нагрузках керосина (от 25 г/кг) ЦА была подавлена и характеризовалась как очень слабая (p-value 0.03).

Для дерново-подзолистой почвы ЦА во всех вариантах с внесением керосина на всех сроках наблюдения оставалась больше, чем в песчаной пустынной ($p < 0.02$, $n = 18$), что объясняется исходным большим уровнем биологической активности почв с высоким содержанием элементов питания [8, 38].

Динамика содержания керосина в дерново-подзолистой и песчаной пустынной почвах в ходе эксперимента. Скорость разложения целлюлозы в почве определяется преимущественно микромицетами [29, 41, 44, 45]. Данный процесс обеспечивается ростом не всей массы мицелия сообщества почвенных микромицетов, развивающегося на целлюлозной частице, а лишь части колонии (периферической зоны), то есть ростом тех гиф, которые непосредственно контактируют с поверхностью целлюлозных фибрилл [29, 48, 50]. Насыщение керосином льняного полотна препятствует протеканию данного процесса. Анализ остаточного содержания керосина в почве выявил четкую зависимость восстановления ЦА после уменьшения его содержания. Количество керосина в почве на протяжении всего срока наблюдения уменьшалось в обоих рассмотренных типах почв (табл. S5). Через 3 мес. после инкубации в вариантах минимального уровня загрязнения (1 г/кг) в обеих почвах керосин не обнаружен, при нагрузке 5 г/кг в дерново-подзолистой почве осталось 4%, а в песчаной – 6% от исходного количества. В вариантах со средней нагрузкой (10 г/кг) в дерново-подзолистой почве осталось 25%, а в песчаной – немногим больше 28%. При максимальном воздействии (25 и 100 г/кг) остаточный уровень загрязнения варьирует от 61 до 79% от исходного количества внесенных углеводородов. Через 7 мес. отсутствие керосина зафиксировано в обоих типах почв при нагрузке 1 и 5 г/кг, а при 10 г/кг остаточное содержание не превышает 3% от исходного. На последнем сроке наблюдения керосин остается (1–2% от исходного) только в опытах с высокими концентрациями. Уменьшение содержания керосина с течением эксперимента может быть связано как с его частичным испарением при проветривании емкостей с образцами, так и с биохимическими реакциями, направленными на разложение (трансформацию) легкогидролизуемых органических веществ.

Наличие углеводородов также уменьшает доступность для микробоценоза почвы подвижных форм азота, фосфора и калия, что подтверждается снижением коэффициентов корреляции между содержанием данных макроэлементов и целлюлозолитической активностью [14]. Положительное влияние на величину ЦА оказывают содержание гумуса и благоприятные кислотно-основные условия. Так, по устойчивости ЦА к загрязнению мазутом почвы располагаются в следующий ряд: черноземы выщелоченные > бурые горно-лесные почвы > серопески [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты лабораторного эксперимента показали низкую вариабельность ЦА и ее высокую информативность для всех вариантов нагрузок керосина, что позволяет рассматривать данный показатель в качестве индикатора при оценке биологической активности почв, испытывающих углеводородное загрязнение.

В незагрязненной дерново-подзолистой почве интенсивность ЦА больше, чем в песчаной пустынной почве, что обусловлено слабокислой реакцией среды, повышенным содержанием элементов питания и органического вещества. Оценка динамики ЦА показала, что увеличение уровня загрязнения углеводородами до 10 г/кг вызывает обратимое подавление ЦА, как в дерново-подзолистой, так и в песчаной пустынной почвах. Высокие нагрузки керосина (от 25 г/кг) вызывают ингибирование ЦА обеих почв в течение 13 мес. наблюдений. При экстраполяции результатов данного эксперимента на природные и антропогенно-трансформированные почвы с целью оценки скорости их самовосстановления необходимо учитывать период биологической активности почвенного микробиоценоза в данных типах ландшафтов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках проекта РФФИ № 19-29-05206.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Наблюдение за ЦА почв в условиях лабораторного эксперимента: (а) исходное состояние фрагментов льняного полотна (тест-объектов); (б) вид тест-объектов после 3-месячной инкубации.

Таблица S1. Свойства гумусовых горизонтов почв.

Таблица S2. Начальный уровень влажности исследуемых образцов почв с учетом внесенного керосина.

Таблица S3. ЦА в почвах, сгруппированных по нагрузке керосина (скорость потери массы, мг/(г сут)).

Таблица S4. Уровень значимости отличий ЦА в загрязненных вариантах почв (по выборкам согласно нагрузкам) относительно контроля по критерию Манна–Уитни.

Таблица S5. Доля керосина от исходного содержания, оставшегося в исследуемых образцах в конце срока наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агафонов Е.В., Ефремов В.А., Агафонова Л.Н.* Свойства и применение куриного помета и биогумуса в полевом севообороте. Новочеркасск, 2002. 127с.
2. *Баканина В.С., Ермакова О.Ю.* Изучение динамики ферментативной активности чернозема южного Оренбургского Предуралья в условиях нефтяного загрязнения // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2012. № 8. С. 46–48.
3. *Болонева Л.Н., Меркушева М.Г., Убугунов Л.Л.* Микробиологическая и целлюлозолитическая активности, нитрификационная способность аллювиальной луговой почвы при внесении цеолита и его органоминеральных смесей // Вестник Бурятской гос. сельскохозяйственной академии им. В.Р. Филиппова. 2008. № 4(13). С. 23–30.
4. *Булаткин Г.А., Ковалева А.Е.* Целлюлозолитическая активность серых лесных почв // Почвоведение. 1984. № 11. С. 67–72.
5. *Булгакова М.А.* Биологическая активность антропогенно нарушенных черноземов степной и лесостепной зоны // Вестник Оренбургского гос. ун-та. 2012. № 10(146). С. 83–86.
6. *Воробейчик Е.Л., Пищулин П.Г.* Влияние деревьев на скорость деструкции целлюлозы в почвах в условиях промышленного загрязнения // Почвоведение. 2011. № 5. С. 597–610.
7. *Гаврилова В.И.* Косвенные методы диагностики коричневого типа почвообразования в Никитском ботаническом саду // Почвы России: вчера, сегодня, завтра. Киров, 2017. С. 61–65.
8. *Гаврилова В.И., Герасимова М.И.* Целлюлозолитическая активность почв: методы измерения, факторы и эколого-географическая изменчивость // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2019. № 1. С. 23–27.
9. *Гуров И.А.* Целлюлозолитическая активность почв влажных субтропиков на примере дендрария г. Сочи // Проблемы региональной экологии. 2010. № 2. С. 129–136.
10. *Двуреченская Е.Б.* Целлюлозолитическая активность дерново-подзолистых почв подтаежных ландшафтов при загрязнении различными углеводородными топливами // Антропогенная трансформация природной среды. 2018. № 4. С. 138–142.
11. *Джанаев З.Г.* Агрохимия и биология почв юга России. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. 528 с.
12. *Дорохова М.Ф., Исаченкова Л.Б.* Биологическая активность почв территории научно-учебной станции МГУ “Сатино” // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2008. № 6. С. 34–38
13. *Дорохова М.Ф., Кречетов П.П., Шарапова А.В., Королева Т.В.* Биоиндикация состояния лесных почв, загрязненных авиационным керосином // Роль почв в биосфере и жизни человека. Международная научная конференция: к 100-летию со дня рождения академика Г.В. Добровольского, к Международному году почв. 2015. С. 170–172.
14. *Заушинцен А.С.* Изменение целлюлазной активности почвы под влиянием загрязнения нефтепродуктами // Вестник Кемеровского гос. ун-та. 2015. № 4-3(64). С. 21–24.
15. *Захарченко А.Ф.* Разложение целлюлозы в зональных почвах Таджикистана // Почвоведение. 1961. № 2. С. 54–62.
16. *Звягинцев Д.Г., Асеева И.В., Бабьева И.П., Мирчинк Т.Г.* Методы почвенной микробиологии и биохимии М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 224 с.
17. *Иванова А.Е., Николаева В.В., Марфенина О.Е.* Изменение целлюлозолитической активности городских почв в связи с изъятием растительного опада (на примере Москвы) // Почвоведение. 2015. № 5. С. 562–570.
18. *Калинкина В.Е., Сальникова Н.А., Сальников А.Л.* Интегральный показатель эколого-биологического состояния нарушенных земель как объектов рекультивации // Естественные науки. 2016. № 1(54). С. 7–12.
19. *Клепиков О.В., Филимонова О.Н., Енютина М.В., Назаренко И.Н.* Обзор исследований по оценке неблагоприятного влияния военных аэродромов на окружающую среду // Воздушно-космические силы. Теория и практика. 2019. № 11. С. 93–103.
20. *Колесников С.И., Гайворонский В.Г., Ротина Е.Н., Казеев К.Ш., Вальков В.Ф.* Оценка устойчивости почв юга россии к загрязнению мазутом по биологическим показателям (в условиях модельного эксперимента) // Почвоведение. 2010. № 8. С. 995–1000.
21. *Колесников С.И., Жаркова М.Г., Кутузова И.В., Молчанова Е.В., Зубков Д.А., Казеев К.Ш.* Биологические свойства чернозема обыкновенного в поле-

вом опыте при загрязнении свинцом // Агрохимия. 2012. № 8. С. 3–8.

22. *Колесников С.И., Попович А.А., Казеев К.Ш., Вальков В.Ф.* Изменение эколого-биологических свойств почв юга России при загрязнении фтором // Агрохимия. 2008. № 1. С. 76–82.

23. *Колесников С.И., Спивакова Н.А., Везденеева Л.С., Кузнецова Ю.С., Казеев К.Ш.* Моделирование влияния химического загрязнения на биологические свойства гидроморфных солончаков зоны сухих степей юга России // Аридные экосистемы. 2011. Т. 17. № 2(47). С. 18–21.

24. *Корикова Н.О., Гусакова Н.В., Петров В.В.* Самоочищающая способность почвы в зависимости от биологических показателей // Вестник Башкирского гос. аграрного ун-та. 2015. № 2(34). С. 11–14.

25. *Кочетова Ж.Ю., Базарский О.В., Кравченко А.А., Тимошинов О.В.* Экологические проблемы аэродромов и пути их решения // Актуальные проблемы гуманитарных и социально-экономических наук. 2017. Т. 11. № S3. С. 80–81.

26. *Лазарев А.П., Абрашин Ю.И., Гордеюк Л.Л.* Целлюлозолитическая активность обрабатываемого чернозема обыкновенного лесостепной зоны Ишимской равнины // Почвоведение. 1997. № 10. С. 1230–1234.

27. *Лазарев И.С., Кочетова Ж.Ю., Базарский О.В., Бакланов И.О.* Мониторинг и прогнозирование загрязнения приаэродромных территорий (на примере г. Энгельс) // Ученые записки Российского гос. гидрометеорологического ун-та. 2019. № 56. С. 126–132.

28. *Мишустин Е.Н.* Эколого-географическая изменчивость почвенных бактерий. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 328 с.

29. *Паников Н.С., Афремова В.Д., Асеева И.В.* Кинетика разложения целлюлозы в почве // Почвоведение. 1984. № 1. С. 56–63.

30. *Пряженникова О.Е.* Целлюлозолитическая активность почв в условиях городской среды // Вестник Кемеровского гос. ун-та. 2011. № 3. С. 10–13.

31. *Струкова Д.В., Малюкова Л.С.* Некоторые показатели биологической активности бурых лесных кислых почв чайной плантации субтропиков России // Агрохимический вестник. 2010. № 6. С. 5–9.

32. *Титова В.И., Шахов С.С.* Изменение целлюлозолитической активности дерново-подзолистой супесчаной, светло-серой лесной легкосуглинистой и чернозёмной оподзоленной среднесуглинистой почв при их механическом нарушении // Пермский аграрный вестник. 2015. № 3(11). С. 32–38.

33. *Фомина Н.В.* Анализ изменения целлюлозоразрушающей способности антропогенно загрязненной почвы // Вестник Красноярского гос. аграрного ун-та. 2014. Вып. 7. С. 101–107.

34. *Фомина Н.В.* Характеристика целлюлозолитической активности почвогрунта, искусственно загрязненного нефтью // Мат-лы VI Междунар. научно-пр. конференции молодых ученых “Инновационные тенденции развития российской науки”. 2013. С. 22–24.

35. *Шарапова А.В.* Биохимическое окисление легкогидролизуемых органических веществ как показатель окислительно-восстановительного состояния почв зоны влияния терриконов угольных шахт // Мир науки, культуры, образования. 2012. № 6(37). С. 526–530.

36. *Шарапова А.В., Семенков И.Н., Леднев С.А., Карпачевский А.М., Королева Т.В.* Биохимический потенциал саморазвития посттехногенных горнопромышленных геокомлексов Подмосковного буроугольного // Уголь. 2020. № 10. С. 56–61. https://doi.org/10.18796/0041-5790-2020-10-56-61

37. *Шкапенко В.В., Кадошников В.М., Мусич Е.Г., Парамонова Н.К., Единач А.В.* Трансформация керосина в грунтах под действием почвенных микроорганизмов // Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. 2016. № 25. С. 98–106.

38. *Щур А.В., Виноградов Д.В., Валько В.П.* Целлюлозолитическая активность почв при различных уровнях агротехнического воздействия // Вестник КрасГАУ. Сер. Почвоведение. 2015. № 7. С. 45–49.

39. *Яковлев А.С.* Биологическая диагностика целинных и антропогенно измененных почв: Дис. ... докт. биол. н. М., 1997.

40. *Яковлева Е.В., Хабибуллина Ф.М., Виноградова Ю.А., Безносиков В.А., Кондратенок Б.М.* Микробиологическая активность почв, загрязненных бенз(а)пиреном // Агрохимия. 2010. № 11. С. 63–69.

41. *Adam J. Book A.J., Gina R., Lewin G.R., McDonald B.R., Takasuka T.E.* Evolution of High Cellulolytic Activity in Symbiotic Streptomyces through Selection of Expanded Gene Content and Coordinated Gene Expression // PLoS Biology. 2016. V. 14. P. e1002475. https://doi.org/10.1371/journal.pbio.1002475

42. *Chew I., Obbard J.P., Stanforth R.R.* Microbial cellulose decomposition in soils from a rifle range contaminated with heavy metals // Environ. Pollut. 2011. V. 111. P. 367–375. https://doi.org/10.1016/s0269-7491(00)00094-4

43. *Drewnik M.* The effect of environmental conditions on the decomposition rate of cellulose in mountain soils // Geoderma. 2006. V. 132. P. 116–130. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.04.023

44. *Gupta P., Sahu A., Samant K.* Isolation of Cellulose-Degrading Bacteria and Determination of Their Cellulolytic Potential // Int. J. Microbiology. 2012. V. 6. P. 578925. https://doi.org/10.1155/2012/578925

45. *Hijam S.D., Goyari S., Thokchom E., Mohan Chandra Kalita M.C., Talukdar N.C.* Identification and determination of cellulase activity of cellulose degrading microorganisms from earthworm species of different habitats of North East India // Ind. J. Biotechnology. 2020. V. 19. P. 192–205.

46. *Koroleva T.V., Semenkov I.N., Sharapova A.V., Krechetov P.P., Lednev S.A.* Ecological consequences of space rocket accidents in Kazakhstan between 1999 and 2018 // Environ. Poll. 2021. V. 268. https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.115711

47. *Lednev S.A., Semenkov I.N., Klink G.V., Krechetov P.P., Sharapova A.V., Koroleva T.V.* Impact of kerosene pollution on ground vegetation of southern taiga in the Amur

Region, Russia // Sci. Total Environ. 2021. V. 772. https://doi.org/org/10.1016/j.scitotenv.2021.144965

48. *Narisawa S., Narisawa K.* The cellulolytic activity and symbiotic potential of dark septate endophytic fungus Phialocephala fortinii to promote non-mycorrhizal plants growth // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2021. V. 648. P. 012165. https://doi.org/10.1088/1755-1315/648/1/012165
49. *Ruschmeyer O.R., Schmidt E.L.* Cellulose Decomposition in Soil Burial Beds: II. Cellulolytic Activity as Influenced by Alteration of Soil Properties // Appl. Microbiol. 1958. V. 6. P. 115–120.
50. *Singh R., Rani A., Kumar P., Shukla G., Kumar A.* Cellulolytic Activity in Microorganisms // Bull. Pure Appl. Sci. Botany. 2017. V. 36b. P. 28–37. https://doi.org/10.5958/2320–3196.2017.00004.0
51. *Smith V.R., Steenkamp M., French D.D.* Soil decomposition potential in relation to environmental factors on Marion Island (Sub Antarctic) // Soil Biol. Biochem. 1993. V. 25. P. 1619–1633. https://doi.org/10.1016/0038-0717(93)90018-7
52. *Świtoniak M., Melke J., Bartmiński P.* The differences in cellulolytic activity of the Arctic soils of Calypsostranda, Spitsbergen // Polar Rec. (Gr. Brit). 2014. V. 50. P. 199–208. https://doi.org/10.1017/S0032247413000247
53. *Wasak K.* Forest soil science cellulose decomposition rate and features of organic matter in forest soils in the Tatra mountains // Gruntoznavstvo. 2014. V. 15. P. 70–80. https://doi.org/10.15421/041407
54. *Zhao Y., Li W., Zhou Z., Wang L., Pan Y., Zhao L.* Dynamics of microbial community structure and cellulolytic activity in agricultural soil amended with two biofertilizers // Eur. J. Soil Biol. 2005. V. 41. P. 21–29. https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2005.03.002

Influence of Kerosene Pollution on Cellulolytic Activity of Albic Retisols and Arenosols (Laboratory Experiment)

A. V. Sharapova[1, *], I. N. Semenkov[1], P. P. Krechetov[1], S. A. Lednev[1], and T. V. Koroleva[1]

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

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

The article presents the results of a laboratory experiment to study the influence of kerosene contamination of the A-horizon Albic Retisols (Kaluga region, Russia) and Arenosols (Kyzylorda region, Republic of Kazakhstan) on the cellulolytic activity of microbiocenosis. Cellulolytic activity (CA) was assessed by the rate of weight loss of linen in the incubation intervals of 0–3, 3–7 and 7–13 months. In the uncontaminated soddy-podzolic soil, the CA intensity is higher than in the sandy desert soil, which is due to the slightly acidic reaction of the environment, the increased content of organic matter and nutrients in it. Soil contamination with kerosene in thean amount of up to 10 g/kg causes a reversible change in cellulolytic activity, both in sod-podzolic and sandy desert soils. High loads of kerosene (from 25 g/kg) cause inhibition of the CA of both soils during 13 months of observation.

Keywords: soil pollution, easily hydrolyzed organic matter, biochemical oxidation, Albic Retisols, Arenosols

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2022, № 2, с. 252–260

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.422

ВОПРОСЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО НОРМИРОВАНИЯ И УСТАНОВЛЕНИЯ ФОНОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ СВОЙСТВ ПОЧВ ПРИРОДНЫХ И ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

© 2022 г. А. С. Яковлев*

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

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

Поступила в редакцию 11.06.2021 г.
После доработки 02.08.2021 г.
Принята к публикации 30.08.2021 г.

На основании принципов экологического нормирования почв предпринята попытка дифференцированного установления фоновых и допустимых граничных значений качества почв природных и природно-антропогенных объектов. Исходя из современных научных и законодательных требований рассмотрено определение допустимого нижнего предела экологического состояния почв территорий разного хозяйственного назначения. Предложены отдельные подходы к установлению “оптимальных” значений регионального природно-антропогенного фона почв с учетом особенности хозяйственного использования земель. Подчеркивается необходимость совокупной разработки экологических и санитарно-эпидемиологических показателей устойчивого развития окружающей среды и комфортного проживания населения, связанных с особенностями природопользования и дальнейшим совершенствованием системы экологического нормирования.

Ключевые слова: экологическая оценка, устойчивое развитие, рациональное природопользование

DOI: 10.31857/S0032180X22020149

ВВЕДЕНИЕ

Экологическое нормирование может быть рассмотрено, как система координат с нахождением и обозначением точек эталонных (фоновых) значений показателей, а также границ предельных экологических состояний компонентов окружающей среды, в том числе почв, и уровней антропогенного воздействия на них.

В рамках этой системы координат разворачивается современная научно-практическая природоохранная деятельность с применением методов мониторинга, контроля, изысканий в области оценки воздействия на окружающую среду и разнообразной разрешительной деятельности (экологическая экспертиза, лицензирование, сертификация и др.).

Обязательным условием установления экологической нормы служит учет не только природных особенностей территории, но и конкретного направления антропогенной деятельности. Отсюда следует необходимость установления фона и граничных значений показателей для почв конкретного вида хозяйственного назначения земель.

Согласно определению ноосферы, данному В.И. Вернадским, разумная человеческая деятельность становится определяющим фактором в формировании качества окружающей среды, и на первый план при экологическом нормировании выдвигаются вопросы сочетания и нормирования качества природы и сферы жизнедеятельности человека [3]. В этом контексте, видимо, можно говорить о ноосферном подходе к экологическому нормированию или ноосферном экологическом нормировании.

Цель настоящей работы – разработка подходов по установлению фоновых и допустимых граничных значений качества компонентов окружающей среды, в частности почв природных и природно-антропогенных объектов.

Современная практика природопользования предполагает необходимость качественной и количественной характеристики и оценки фоновых и допустимых граничных значений показателей природных и затронутых антропогенезом природно-антропогенных объектов. В законе “Об охране окружающей среды” [27] даны следующие определения природной среды и составляющих ее природных и природно-антропогенных объектов:

– природная среда – совокупность компонентов природной среды, природных и природно-антропогенных объектов;

– природный объект – естественная экологическая система, природный ландшафт и составляющие их элементы, сохранившие свои природные свойства;

– природно-антропогенный объект – природный объект, измененный в результате хозяйственной и иной деятельности, и (или) объект, созданный человеком, обладающий свойствами природного объекта и имеющий рекреационное и защитное значение.

Под природными объектами преимущественно понимаются особо охраняемые территории (**ООПТ**) и другие не затронутые антропогенезом земли, под природно-антропогенными – остальные виды хозяйственного использования земель (земли сельскохозяйственного назначения, земли поселений, лесного, водного фонда, промышленности и транспорта).

Важным этапом современного развития аспектов экологического нормирования служит реализация положений, изложенных в Постановлении Правительства РФ от 13 февраля 2019 г. № 149 “О разработке, установлении и пересмотре нормативов качества окружающей среды для химических и физических показателей состояния окружающей среды, а также об утверждении нормативных документов в области охраны окружающей среды, устанавливающих технологические показатели наилучших доступных технологий” [21].

В этом документе идет речь о разработке экологических нормативов качества компонентов окружающей среды, в том числе почв. Ключевыми вопросами при создании нормативов качества почв служит, с одной стороны, установление эталонных “фоновых” значений показателей их качества, с другой, установление предельно допустимого отклонения значений показателей качества от эталонных показателей в рамках природных и природно-антропогенных объектов и разработки соответствующих нормативных и методических документов.

ПОДХОДЫ К УСТАНОВЛЕНИЮ ФОНОВЫХ И ДОПУСТИМЫХ ГРАНИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДЛЯ ЗЕМЕЛЬ РАЗНОГО ХОЗЯЙСТВЕННОГО НАЗНАЧЕНИЯ

В настоящее время решения требует вопрос единого представления о подходах к разработке экологического фона почв в условиях разного хозяйственного использования земель. В то же время современная научно-производственная практика в этой области методологически не вооружена. За основу часто принимаются показатели, не соответствующие фоновым и граничным значениям показателей состояния компонентов окружающей среды, в результате чего нарушается целостная система координат экологического нормирования и практики их применения, в том числе в области ведения мониторинга, контроля, экологической экспертизы, а также в процессе судебных разбирательств, при установлении нанесенного экологического вреда и др.

Кроме того, имеет место определенная путаница с установлением фоновых и предельно допустимых пограничных значений. Примером неустойчивости в трактовке природно-антропогенного фона может служить определение, данное в Большой энциклопедии нефти и газа [2], согласно которому фон для любого предприятия региона (загрязнение без вклада этого предприятия) должен устанавливаться в виде постоянно действующей квоты ПДК, которая регламентируется региональным органом РФ. ПДК не может быть региональным фоном, так как это предельное значение показателя уровня загрязнения.

Термин “фон” [34] стал чаще упоминаться в связи с растущей озабоченностью научного сообщества состоянием окружающей среды и увеличением количества исследований в области загрязнения. Поисковый запрос по слову “фон” выдает большое число результатов, что свидетельствует о высоком интересе к вопросу фонового состояния воздуха, воды, почвы и осадочных отложений. При более тщательном рассмотрении можно обнаружить, что, невзирая на множество соответствующих ссылок и упоминаний, не существует четкого определения этого термина. В большинстве случаев его значение предполагается уже где-то обозначенным, часто ему придают смысл “пороговой величины”.

Следующие выдержки из обзора [34] иллюстрируют, насколько неоднозначно выглядят отдельные определения фона, и этим частично могут объясняться расхождения в дальнейшем толковании и использовании термина:

– “При загрязнении атмосферы в определенной области характерным для местного источника химическим веществом, за фоновый уровень загрязнения для компонентов окружающей среды следует принимать такую его концентрацию, которая существовала бы без воздействия этого источника”.

– Фоновая концентрация – это естественно сложившаяся базовая нагрузка.

– Фон характеризуется региональной и временной изменчивостью. Необходимо разграничивать литологический фон и фон для таких геологических тел, как почвы и отложения. Идея “глобального” достоверного геохимического фона, например, для почв и отложений, является иллюзией.

Авторы приведенного обзора считают, что истинное фоновое значение практически невозможно оценить количественно и с достоверной точностью. Однако получить правдоподобные и относи-

тельно реалистичные приблизительные значения фоновых концентраций можно. Согласно принятым в международной системе ИСО 19258:2018 [11] понятиям, фоновое значение – это статистическая характеристика общего (естественного геохимического и антропогенного) содержания веществ в почве.

В статье Галушка [33] рассматривается возможность выделения двух видов фона. С одной стороны, выделяется естественный природный фон, сформировавшийся без участия антропогенных факторов воздействия, с другой, природно-антропогенный фон на территориях, подверженных постоянному антропогенезу и несущих признаки этого воздействия.

На основании приведенных выше характеристик фона можно предположить, что многие специалисты склоняются к мысли, что наряду с установлением фона, близкого к естественному природному состоянию компонентов окружающей среды, может быть разработан региональный природно-антропогенный фон с обязательным учетом природных особенностей региона и видов уже сложившейся на этой территории антропогенной нагрузки.

В этой связи может быть предложено дифференцированное установление природно-антропогенного фона (**ПАФ**) с учетом региональных природных условий и уровня антропогенного воздействия, связанного с конкретным видом хозяйственного использования земель.

ВОПРОСЫ УСТАНОВЛЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННОГО ПРИРОДНОГО ФОНА НА ОСНОВЕ ООПТ

Что касается применения на практике в качестве фонового эталона данных по ООПТ, такой подход в ряде случаев не представляется возможным, так как в зоне изучаемого антропогенного источника не всегда может быть обнаружен ориентированный на охрану почв участок территории. Часто система заповедных территории связана с охраной иных объектов природной среды (животный, растительный миры и др.).

При этом необходимо иметь в виду, что длительный ноосферный период наложил свой отпечаток на природные объекты за счет их диффузного контакта с антропогенно-измененными в результате хозяйственной деятельности землями. В итоге при установлении естественного природного фона (**ЕПФ**) эти объекты, в том числе ООПТ, можно считать условно или относительно чистыми.

До сих пор методически не отработана система экологического нормирования почв в рамках ООПТ. Как отмечает Чернова [30], при разработке и установлении фоновых показателей для ООПТ действующая в России система оценки и нормирования загрязнения природной среды, основанная на расчетах ПДК и ОДК, не в полной мере способствует выделению эталонных чистых почв. Приведенные санитарно-гигиенические нормы (ПДК, ОДК) служат лишь для выявления граничных условий использования почв при различных видах хозяйственной деятельности. В итоге процесс выделения чистых (условно чистых) фоновых почв до сих пор не фиксируется и не исследуется.

При экологическом нормировании почв ООПТ речь идет о поиске и установлении естественных (природных) изменений (колебаний) в рамках эталонных однородных в почвенно-экологическом отношении земель, сформировавшихся исключительно под влиянием природных факторов, характерных для этих конкретных территорий. В данном случае можно говорить об установлении ЕПФ, с учетом соответствующих отклонений природного характера.

НАУЧНЫЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ СОЗДАНИЯ ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННОГО ФОНА В РАМКАХ ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

В ряде случаев при определении величин значений, соответствующих экологической норме, учитывается не только природная устойчивость почвенного покрова, но и особенности хозяйственного использования земель. При этом, если разработка системы экологического нормирования с учетом природной устойчивости почв к антропогенному воздействию основана на определенной теоретической базе [4, 7], то научное обоснование экологического нормирования качества почв для земель разного хозяйственного назначения, представляющих собой природно-антропогенные объекты, изучена недостаточно и не представляет организованной на основании единых принципов системы. За рубежом существуют успешные практики развития экологического нормирования качества компонентов окружающей среды, в том числе почв с учетом местных особенностей землепользования [32, 35, 36].

В нашей стране к разработке определенных подходов по учету экологического нормирования особенностей хозяйственного использования земель привела практическая необходимость установления допустимого остаточного содержания нефтепродуктов в почве после рекультивации. В методических рекомендациях и отдельных научных статьях по установлению допустимого остаточного содержания нефти в почве указаны предельные региональные нормы содержания нефтепродуктов, а также допустимый уровень выноса токсикантов в сопредельные среды для ряда почв,

земель разного вида хозяйственного назначения [6, 15, 26, 31].

Тем не менее, существующая нормативно-правовая неопределенность в установлении природно-антропогенного фона не позволяет точно рассчитать уровень отклонения состояния почв от принятого за норму для конкретного вида землепользования, соответственно трудно управлять качеством окружающей природной среды. В частности, трудно оценить затраты при проведении рекультивационных работ, часто и саму необходимость проведения этих работ.

Учитывая, что расчет причиненного окружающей среде вреда, образовавшийся при тех или иных видах деградации и загрязнении почв и земель, напрямую определяется объемом затрат на их обследование и рекультивацию, определение нормы качества почв разного хозяйственного использования приобретает большое значение.

Не менее важно определение природно-антропогенного фона при ведении экологического мониторинга, контроля, экспертизы и других видов природоохранной и природно-ресурсной деятельности.

Отдельного внимания заслуживают вопросы установления природно-антропогенного фона почв на землях сельскохозяйственного назначения, в частности пашни, как территории с длительно действующей антропогенной нагрузкой. Именно в рамках этой категории земель наблюдается совмещение подходов экологического и санитарно-гигиенического нормирования, ориентированных на качество окружающей среды и качество здоровья проживающего населения.

В процессе сложившейся научно-практической деятельности фон на пахотных землях устанавливается условно путем выбора усредненного с точки зрения антропогенной нагрузки и экологического состояния участка, с привлечением таких понятий, как нормальное, среднее, оптимальное, условно эталонное состояние окружающей среды.

К сожалению, в современных нормативно-технических и методических документах отсутствуют “эталоны” недеградированных почв для разных видов деградации и четкие указания, рекомендации по их определению, что существенно затрудняет диагностику степени деградированности почв. Отдельными специалистами [18] предложены подходы по установлению таких “эталонов” по некоторым видам деградации (дегумификации, переуплотнению, подкислению, агроистощению и др.); для ряда видов деградации (эрозии, дефляции, деградации почв за счет наноса неплодородного породного материала, переувлажнения, заболачивания и др.) сделаны дополнения, уточнения существующих диагностических признаков определения их степени. Например, содержание гумуса в пахотном слое относительно менее выпаханных почв в “Руководстве по выявлению деградированных почв и земель России для целей государственного контроля за их охраной и рациональным использованием” [24] принято в качестве “условного эталона”.

Определение природно-антропогенного фона в отдельных нормативно-методических документах, в частности, в “Методических рекомендациях по выявлению деградированных и загрязненных земель” [16] рассматривается следующим образом:

1. При оценке деградированных земель “...как некое оптимальное “эталонное” состояния, соответствующее нулевому уровню потери природно-хозяйственной значимости земель”. Под природно-хозяйственной значимостью понимается качество земель, лимитирующее характер и эффективность их хозяйственного использования, участия почвенного покрова в обеспечении функционирования экосистем (в том числе агроэкосистем) и существования природных ландшафтов.

2. При оценке химического загрязнения “...как фоновое содержание химических соединений и элементов в почвах, соответствующее их естественным концентрациям в почвах различных почвенно-климатических зон, не испытывающих заметного антропогенного воздействия”.

Рассматривая подходы к категорированию объектов воздействия для земель сельскохозяйственного назначения, согласно п. III. 5. Постановления Правительства РФ 1029 [22], ориентировочно можно установить уровень природно-антропогенного фона для этого вида землепользования. Он может быть отнесен к третьей категории, соответствующей “незначительному воздействию на окружающую среду” или “состоянию земель, не испытывающих заметного антропогенного воздействия”. Формулировка “незначительное воздействие на окружающую среду” может быть охарактеризована определенным набором адекватных этой характеристике “воздействия” определений “состояния” окружающей среды: нормальное, оптимальное, среднее и др.

В работах Израэля [10] представлены подходы, позволяющие охарактеризовать величины среднего (нормального) состояния окружающей среды, под которыми понимаются величины состояния, осредненные по всему пространству, занимаемому популяцией организмов, с учетом средней чувствительности всех особей. Видимо, это тот самый случай, когда предполагается оптимальная адаптация, как природы, так и человека с его сферой жизненных условий и производственной деятельностью, к длительному антропогенному воздействию, например, при обработке почв в сельском хозяйстве. Отмечающееся при этом отсутствие накопления экологического, сани-

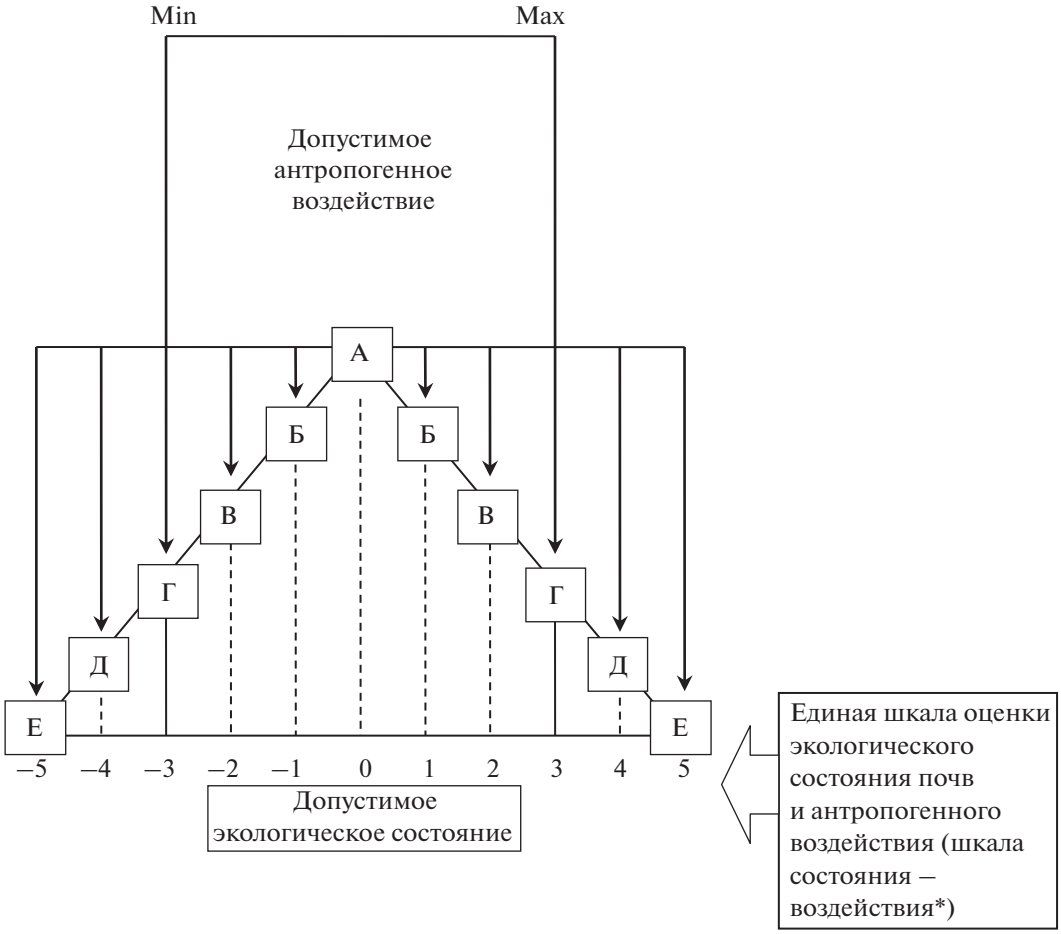


Рис. 1. Принципиальна схема экологического нормирования граничных значений и установления естественного природного и природно-антропогенного фона почв земель разного хозяйственного назначения. (±3) – единый граничный уровень нижнего допустимого предела для всех категорий земель. Естественный природный фон: А – земли ООПТ и других антропогенно не измененных территорий; природно-антропогенный фон: Б – земли сельскохозяйственного назначения и поселений; В – земли под лесом и водными средами; Г – земли промышленности и транспорта; Д; Е – земли, подлежащие консервации. *Ранжируется по пятибалльной шкале [5].

тарно-эпидемиологического и социально-экономического ущерба – главный признак способности природной системы и сложившегося антропогенного социума к самовосстановлению и устойчивому развитию в рамках конкретной природно-антропогенной территории.

Определенной проблемой при нормировании этой системы служит переход от качественного определения “усредненного, оптимального состояния” к его количественному выражению. До настоящего времени в официальной нормативно-правовой сфере отсутствуют соответствующие документы в области экологической оценки и нормирования почв. Известны отдельные работы, направленные на выработку подходов к оценке близких к естественному природному состоянию экологических и санитарно-эпидемиологических показателей качеств почв, подверженных длительной сельскохозяйственной обработке [1, 8, 12–14, 17, 19, 23–25, 29].

В частности, ориентируясь на работы отдельных исследователей в области ранжирования и классификации запасов гумуса, можно определить некий диапазон граничных значений [20], где указываются границы слабой (10–15% относительно природного фона) и допустимой (20–25%) утраты.

ПОРЯДОК УСТАНОВЛЕНИЯ ЗНАЧЕНИЙ ДОПУСТИМОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ И ИХ ФОНОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ ДЛЯ ЗЕМЕЛЬ РАЗНОГО ХОЗЯЙСТВЕННОГО НАЗНАЧЕНИЯ

Для решения задач по экологическому нормированию почв земель разного хозяйственного назначения и установлению соответствующего ЕПФ и ПАФ может быть предложен определенный порядок действий (рис. 1).

На первом этапе определяются показатели единого нижнего допустимого предела экологического состояния почв для всего набора рассматриваемых категорий земель. Этот граничный уровень соответствует значению ±3 по 5-балльной шкале [5].

Второй этап заключается в установлении фоновых показателей почв с учетом природных особенностей и видов хозяйственного использования каждой категории земель и экологического функционирования почв.

Учитывая особенности антропогенных факторов в установлении экологической нормы состояния почв, необходимо ориентироваться на специфику конкретного вида хозяйственного использования земель и связанное с этим экологическое функционирование почв в отношении уровня биологического потенциала почв и соответствующими обменными процессами при их взаимодействии с сопредельными природными средами.

Таким образом, в развитии указанной схемы действий, первое с чем необходимо определиться – это установление нижних нормативных границ допустимого качества почв и допустимой нагрузки на них для всех видов хозяйственной деятельности. Причем, нагрузка и качество могут быть как со знаком плюс (+), так и со знаком минус (–). Природа страдает, как от избыточного, так и недостаточного проявления того или иного состояния объекта (почвы, воды, воздуха), отражаемого выбираемым показателем.

Рассматривая подходы к определению показателей ЕПФ и ПАФ почв по видам хозяйственного назначения земель, можно выделить отдельные базовые позиции, которым уделяется особенное внимание в процессе установления на этих землях фоновых и граничных значений.

Согласно принятому нами порядку в рамках шкалы состояния–воздействия представлены две группы почв. Группа почв ЕПФ, где “А” – нулевой уровень, соответствующий землям ООПТ и другим антропогенно не измененным территориям, устанавливается с учетом колебаний экологических свойств естественного природного характера. Группа почв ПАФ, где “Б” – первый уровень, почвы земель сельскохозяйственного назначения и поселений, который устанавливается на основании санитарно-эпидемиологических и экологических показателей качества почв с учетом особенностей их экологического функционирования по поддержанию оптимального биологического потенциала почв и обменных процессов с сопредельными природными средами; “В” – второй уровень, ориентирован на установление ПАФ для земель под лесом и водными объектами, в котором ключевым показателем контроля экологического функционирования почв служит возможность выноса токсикантов в сопредельные природные среды; “Г” – третий уровень, который устанавливается, как ПАФ для земель промышленности и транспорта, где с учетом запечатанности почв могут быть рассмотрены два варианта оценки состояния и использования земель: запечатанные земли под асфальтом, бетоном, сооружениями, при котором почвенный покров, согласно принятым правилам, должен быть удален и складирован, соответственно в этих условиях ПАФ почв не рассматривается; земли с открытой поверхностью и наличием почвенного покрова под растительностью, газонами и др., где основной контроль экологического качества почв осуществляется за выносом токсикантов в сопредельные среды. “Д” и “Е” – четвертый и пятый уровни, ориентированные на консервацию и рекультивацию земель. Основными критериями соответствующего экологического качества почв служит неспособность почв к самовосстановлению, утрата биологического потенциала и возможность залпового выброса токсикантов в сопредельные среды.

Таким образом, решение проблемы определения фоновых и граничных значений показателей возможно лишь при формировании единого представления об установлении нормы качества почв для всех видов хозяйственного назначения земель. Научные исследования и анализ современного законодательства показывают, что возможность такого консолидированного представления существует.

Основными природно-ресурсными законами страны подтверждается приоритет обеспечения благоприятной окружающей среды и приоритет сохранения почв, как важнейшего компонента окружающей среды при всех видах хозяйственной деятельности [9, 27, 28]. Указанный приоритет предполагает наличие единого порядка установления норм качества почв для всех видов землепользования, с учетом конкретных природных условий и характера производственного использования земель. Общим является то, что все виды землепользования должны осуществляться на землях с почвами, сохраняющими экологическую устойчивость, то есть способность к самовосстановлению.

При этом должен быть определен нижний предел допустимого экологического состояния этих почв и уровень допустимой антропогенного воздействия на них. В качестве основного критерия по определению нижнего предела качества почв и воздействия на них может служить способность почвы сохранять устойчивость при антропогенной нагрузке, вызываемой тем или иным видом землепользования, то есть способность восстановления (воспроизводства) своих основных природно-ресурсных свойств при утрате определенной доли

биологического потенциала и удержания токсикантов в пределах загрязненного объекта.

Такой подход лег в основу разработки одного из первых в нефтедобывающей отрасли экологических нормативов – “Временного регламента приемки нарушенных и загрязненных нефтью и сопутствующими пластовыми водами земель после проведения восстановительных работ для Усинского района Республики Коми” [6]. Где отмечено, что для устойчивого восстановления почв после рекультивации необходимо сохранение около 30% растительного покрова. Предполагается, что на этом уровне наблюдается порог устойчивости почвенной экосистемы к антропогенному воздействию и предел удержания почвами токсикантов в границах рекультивируемого участка.

В рамках общих нормативных границ, охватывающих все виды землепользования, могут быть выделены базовые нормативные границы для конкретного вида хозяйственного назначения земель. Таким образом фиксируется оптимальное экологическое состояние почв земель разных категорий.

Под оптимальным состоянием почв понимаем состояние почвы, при котором достигается максимально возможная реализация всех экологических и ресурсных функций почв, в соответствии с принадлежностью их к определенной категории хозяйственного назначения земель, при этом колебания состояния почв не достигают критических уровней и биологический потенциал почв способен к самовосстановлению.

“Оптимальное” экологическое качество почв может рассматриваться как некий аналог природно-антропогенного фона почв по каждому из видов хозяйственного назначения земель на территории природно-антропогенных объектов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа ориентирована на поиск подходов по установлению фона и допустимых граничных значений качества ненарушенных (природных) и антропогенно-измененных (природно-антропогенных) почв с учетом видов хозяйственного использования земель.

Предпринята попытка дифференцированного определения граничных значений фона, а также предельно допустимых значений качества почв. На основании современных научных и законодательных требований определен единый нижний допустимый предел экологического состояния для почв земель разного хозяйственного назначения. Предложены соответствующие подходы и критерии установления “оптимальных” границ сложившегося в результате хозяйственной деятельности природно-антропогенного фона почв.

Определены экологические требования к установлению естественного природного и природно-антропогенного фона почв, предполагающие учет варьирования показателей фона в рамках природных и антропогенно-измененных эталонных территорий.

Подчеркивается необходимость разработки оптимальных экологических и санитарно-эпидемиологических показателей устойчивого развития окружающей среды и комфортного проживание населения, путем установления, как естественно природных, так антропогенных факторов, связанных с особенностями природопользования и совершенствования системы экологического нормирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Н.А., Чуйков Ю.С., Рыбкин В.С.* Метод оценки состояния земель по индексу загрязнения почв // Астраханский вестник экологического образования. 2013. № 1(23). С. 102–112.
2. Большая энциклопедия нефти и газа. http://ngpedia.ru (дата обращения 26.04.2021).
3. *Вернадский В.И.* Биосфера и ноосфера. М.: Книга по требованию, 2016. 573 с.
4. *Виноградов Б.В.* Основы ландшафтной экологии. М.: ГЕОС, 1989. 418 с.
5. Временная методика определения предотвращенного экологического ущерба. М.: Госкомэкология России, 1999.
6. Временный регламент приемки нарушенных и загрязненных нефтью и сопутствующими пластовыми водами земель после проведения восстановительных работ для Усинского района Республики Коми. Сыктывкар, 1995. 13 с.
7. *Глазовская М.А.* Методологические основы эколого-геохимической устойчивости почв к техногенным воздействиям. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 102 с.
8. *Глазунов Г.П., Евдокимова М.В., Шестакова М.В., Скаженник М.А., Чижиков В.Н.* Определение оптимальной для риса дозы NPK по результатам микрополевого опыта на основе макрокинетической модели роста // Современные тенденции в научном обеспечении агропромышленного комплекса. Иваново, 2020. С. 15–20.
9. “Земельный кодекс Российской Федерации” от 25 октября 2001 г. № 136-ФЗ (ред. от 30 декабря 2020 г.). http://publication.pravo.gov.ru (дата обращения 26.04.2021).
10. *Израэль Ю.А.* Экология и контроль состояния природной среды. М.: Гидрометиздат, 1984. 560 с.
11. ИСО 19258:2018 Качество почвы. Руководство по определению фоновых показателей.
12. *Кирюшин В.И.* Методология комплексной оценки сельскохозяйственных земель // Почвоведение. 2020. № 7. С. 871–879. https://doi.org/10.31857/S0032180X20070060

13. *Кирюшин В.И.* Теория адаптивно-ландшафтного земледелия и проектирование агроландшафтов. М.: КолосС, 2011. 443 с.
14. *Кирюшин В.И., Дубачинская Н.Н., Юрова А.Ю.* Комплексная оценка сельскохозяйственных земель на примере Южного Урала // Почвоведение. 2021. № 11. С. 1363–1375. https://doi.org/10.31857/S0032180X21110083
15. *Ковалева Е.И., Яковлев А.С.* Модель экологического нормирования нефтезагрязненных почв по изменению некоторых биогеоценотических функций // Экология и промышленность России. Т. 22. № 11. С. 34–39.
16. Методические рекомендации по выявлению деградированных и загрязненных земель // Охрана окружающей природной среды: почвы. М.: ВНИИ Природы, 2001. С. 65–110.
17. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельсклхозяйственного назначения М., 2003.
18. *Молчанов Э.Н., Савин И.Ю., Яковлев А.С., Булгаков Д.С., Макаров О.А.* Отечественные подходы к оценке степени деградации почв и земель // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1394–1406. https://doi.org/10.7868/S0032180X15110118
19. *Нестерова О.В., Семаль В.А., Трегубова В.Г.* Правовое и организационное совершенствование механизмов сохранения плодородия почв и земель Российской Федерации (на примере Дальнего Востока) // Почвоведение. 2016. № 6. С. 765–772. https://doi.org/10.7868/S0032180X16060071
20. *Овчинникова М.Ф.* Особенности трансформации гумусовых веществ в разных условиях землепользования (на примере дерново-подзолистой почвы). Дис. ... д. б. н. М., 2007.
21. Постановление Правительства РФ от 13 февраля 2019 г. № 149 “О разработке, установлении и пересмотре нормативов качества окружающей среды для химических и физических показателей состояния окружающей среды, а также об утверждении нормативных документов в области охраны окружающей среды, устанавливающих технологические показатели наилучших доступных технологий”. http://publication.pravo.gov.ru (дата обращения 26.04.2021).
22. Постановление Правительства РФ от 28.09.2015 № 1029 “Об утверждении критериев отнесения объектов, оказывающих негативное воздействие на окружающую среду, к объектам I, II, III и IV категорий”. http://www.consultant.ru/ (дата обращения 10.04.2021)
23. *Пивоварова Е.Г., Кононцева Ж.Г., Хлуденцов Ж.Г., Аверьянова И.П.* Математические модели региональных эталонов в агрохимическом мониторинге почв // Вестник Алтайского гос. аграрного ун-та. 2019. № 8(178). С. 54–62.
24. Руководство по выявлению деградированных почв и земель России для целей государственного контроля за их охраной и рациональным использованием. М.: Почв. ин-т. им. В.В. Докучаева, 2000. 133 с.
25. *Сапожников П.М., Столбовой В.С.* Методология создания информационного ресурса для целей оценки, контроля и мониторинга состояния земель сельскохозяйственного назначения // Имущественные отношения в Российской Федерации. 2012. № 10. С. 82–91.
26. *Трофимов С.Я.* Современное состояние и перспективы развития системы нормативов допустимого остаточного содержания нефти в почвах после проведения рекультивационных работ // Экологическое нормирование и управление качеством почв и земель. М.: НИА-Природа, 2013. 310 с.
27. Федеральный закон “Об охране окружающей среды” от 10 января 2002 г. № 7-ФЗ (ред. от 9 марта 2021 г.). http://publication.pravo.gov.ru (дата обращения 26.04.2021).
28. Федеральный закон от 16 июля 1998 г. № 101-ФЗ “О государственном регулировании обеспечения плодородия земель сельскохозяйственного назначения” (ред. от 31 июля 2020 г.). http://publication.pravo.gov.ru (дата обращения 26.04.2021).
29. *Фрид А.С., Кузнецова И.В., Королева И.Е., Бондарев А.Г., Когут Б.М., Уткаева В.Ф., Азовцева Н.А.* Зонально-провинциальные нормативы изменений агрохимических, физико-химических и физических показателей основных пахотных почв европейской территории России при антропогенных воздействиях. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 176 с.
30. *Чернова О.В., Бекецкая О.В.* Допустимые и фоновые концентрации загрязняющих веществ в экологическом нормировании (тяжелые металлы и другие химические элементы // Почвоведение. 2011. № 9. С. 1102–1113.
31. Экологическое нормирование и управление качеством почв и земель / Под ред. С.А. Шобы, А.С. Яковлева, Н.Г. Рыбальского. М.: НИА-Природа, 2013. 310 с.
32. *Carlon C.* Derivation methods of soil screening values in Europe. A review and evaluation of national procedures towards harmonization. Ispra: European Commission, 2007. 306 p.
33. *Gałuszka A.* A review of geochemical background concepts and an example using data from Poland // Environ. Geology. 2007. V. 52. P. 861–870.
34. *Matschullat J., Ottenstein R., Reimann C.* Geochemical background – can we calculate it? // Environ. Geology. 2000. V. 39(9). P. 990–1000.
35. *Vácha R., Sáňka M., Skála J., Čechmánková J., Horváthová V.* Soil Contamination Health Risks in Czech Proposal of Soil Protection Legislation // Environmental Health Risk–Hazardous Factors to Living Species. 2016. https://doi.org/10.5772/62456
36. *Yagming L., Chen T.* Twenty Years of Research and Development on Soil Pollution and Remediation in China. Singapore: Science Press & Springer Nature Singapore Pte Ltd, 2018. 818 p. https://doi.org/10.1007/978-981-10-6029-8

Issues of Ecological Regulation and Establishment of Background Values of Soils of Natural and Natural Anthropogenic Objects

A. S. Yakovlev*

Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

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

Based on the principles of ecological regulation of soils, an attempt has been made to distinguish between the background and permissible boundary values of the quality of soils of natural and natural-anthropogenic objects. Based on modern scientific and legal requirements, the author investigates the definition of the permissible lower limit of the ecological state of soils of lands for various economic purposes. Separate approaches to the establishment of "optimal" values of the regional natural-anthropogenic background of soils are proposed, taking into account the peculiarities of the economic use of lands. The need for a comprehensive development of environmental and sanitary-epidemiological indicators of sustainable development of the environment and comfortable living of the population, associated with the peculiarities of nature management and further improvement of the environmental regulation system, is emphasized.

Keywords: background values, ecological assessment, environmental regulation, sustainable development, rational use of natural resources